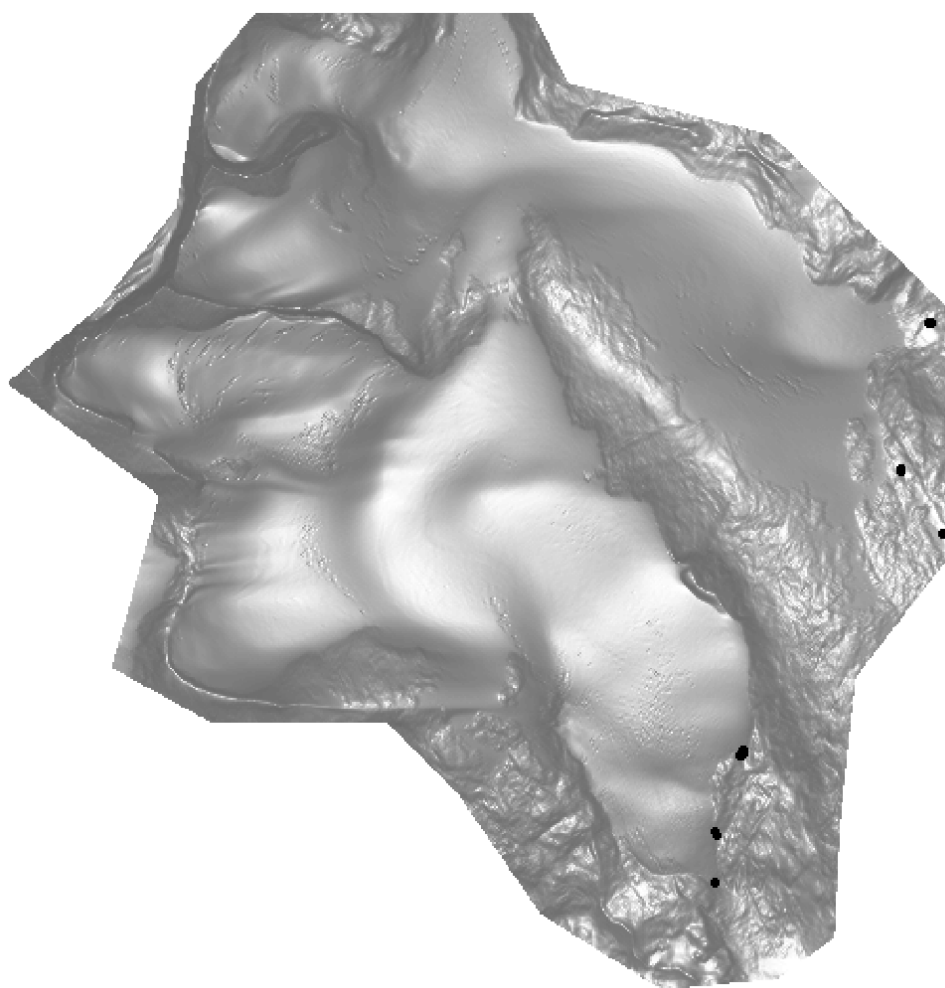


Masteroppgave, Institutt for geofag

# Potensiale for anvendelse av LiDAR-data i glasiologi

*Interpolasjon av DTM, korreksjon av intensitetsverdier og automatisk kartlegging av bresprekker*

Sindre Engh



**UNIVERSITETET I OSLO**

**DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET**



# Potensiale for anvendelse av LiDAR-data i glasiologi

*Interpolasjon av DTM, korreksjon av intensitetsverdier og  
automatisk kartlegging av bresprekker*

**Sindre Engh**



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi, hydrologi og geomatikk

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

2013-06-02

© **Sindre Engh, 2013**

Veiledere: Andreas Kääb (UiO) og Liss Marie Andreassen (NVE)

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

# Sammendrag

I denne oppgaven har LiDAR-data innhentet med flybåren laserskanning (FLS) blitt brukt til geografisk analyse av Storsteinsfjellbreen i Nordland. Oppgaven er spesielt rettet mot anvendelser av LiDAR-data innenfor glasiologi.

Ulike interpolasjonsmetoder og oppløsninger har blitt undersøkt for å finne hvilken metode som gir digitale terrengmodeller (DTM) med høyest nøyaktighet. Naturlig nabo og invers avstandsvektning ga det beste resultatet. Punkttettheten i LiDAR-data har blitt undersøkt og avdekket mulige svakheter ved bruk av FLS for glasiologiske anvendelser.

Interpolasjon av ulike DTM fra digitale høydekurver har også blitt undersøkt. Hvilke metoder som er best egnet for interpolasjon har blitt undersøkt gjennom simulering av datatap ved interpolasjon. Naturlig nabo ga best resultat. Det har også blitt utført beregning av absolutt nøyaktighet for DTM fra høydekurver ved å validere mot LiDAR-data.

Fra DTM har høydeforandring på breen i perioden 1993 – 2010 blitt beregnet til  $-10 \text{ m} \pm 1.8 \text{ m}$ . Ulike faktorer som kan føre til bias i resultatene, som for eksempel topografi, datafordeling og interpolasjonsartefakter har blitt undersøkt og presentert.

Oppgaven har sett på anvendelse av intensitetsverdier fra LiDAR-data for segmentering av breoverflaten. En korreksjonsmodell for intensitetsverdier har blitt utviklet siden originale intensitetsverdier påvirkes av mange uønskede faktorer. En kvalitativ gjennomgang av modellen er presentert, samt hvilke faktorer som kan ha påvirket resultatet.

En metode for automatisk kartlegging av bresprekker i DTM fra LiDAR-data har blitt utviklet. Metoden bruker en bildebehandlingsteknikk til å beregne kurvaturen til DTM i ulike retninger. Eigenverdier ble brukt til å detektere områder med høy kurvatur og tilhørende egenvektorer til å angi retningen til kurvaturen. Resultatene av modellen er presentert.

*Forside: Normalkomponenten I Z-planet fra en digital terrengmodell av Storsteinsfjellbreen interpolert fra LiDAR-data.*

# Abstract

In this report LiDAR data obtained with airborne laser scanning (ALS) have been used for geographical analysis of Storsteinsfjellbreen in Nordland, Norway. The report focuses on applications of LiDAR data in glaciology.

Different interpolation techniques and spatial resolutions have been tested to determine which method gives the most accurate digital terrain models (DTM). Natural neighbor and inverse distance weighting (IDW) gave the best results. The point density in the LiDAR dataset was examined and revealed that ALS may have shortcomings for glaciological applications.

Interpolation of DTM from elevation contours have also been investigated. Simulation of data loss and accuracy of different interpolation techniques have been examined. The absolute accuracy of DTM interpolated from elevation contours from Storsteinsfjellbreen in 1993 have been estimated with LiDAR-data as true values.

The elevation change in the period 1993 – 2010 was calculated from DTMs and estimated to  $-10 \text{ m} \pm 1.8 \text{ m}$ . Different factors effecting the accuracy and biases e.g. topography, data distribution and interpolation artifacts, have been evaluated and presented in the report.

The potential for applications of LiDAR intensity values for segmentation of the glacier surface have been investigated. A correction model for the intensity values have been developed since the values is affected by unwanted factors. A qualitative evaluation of the model is presented along with the results of the corrections.

A model for automatic mapping of crevasses in DTM from LiDAR data was developed. The model utilizes image processing techniques to calculate the curvature of the DTM in different directions. Eigen values was calculated and used to detect areas with potential crevasses and corresponding Eigen vectors was used to obtain the direction of the crevasses.

*Front page: Surface normal values in z-direction from a DEM of Storsteinsfjellbreen interpolated from LiDAR data.*

# Forord

Denne oppgaven er en del av forfatterens mastergrad i geovitenskap ved Universitetet i Oslo. Oppgaven er et samarbeid mellom Universitet i Oslo (UiO) og Norges Vassdrags- og energidirektorat (NVE).

Takk til mine veiledere Andreas Kääb (UiO) og Liss Marie Andreassen (NVE) for hjelp og støtte underveis i prosjektet. Begge har gitt meg høy frihet underveis i prosjektet, noe jeg har satt stor pris på.

Takk til Solveig H. Winsvold for hjelp med retting av oppgaven og to fine år på NVE.

Takk til Dagrun Aarsten og Petter Solli på Terratec for anskaffelse og hjelp med LiDAR-data.

En stor takk til Gro Kirkeby for all hjelp og støtte underveis i prosjektet, og for de seks flotte årene vi har hatt sammen.

Sindre Engh 2. juni 2013

# Innholdsfortegnelse

<b>SAMMENDRAG.....</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>II</b>
<b>FORORD .....</b>	<b>III</b>
<b>1 INNLEDNING OG MÅLSETTINGER.....</b>	<b>1</b>
1.1    MOTIVASJON FOR OPPGAVEN .....	1
1.2    ANVENDELSER AV FLS I GLASIOLOGI.....	3
1.3    FORMÅLET MED OPPGAVEN .....	5
1.4    OPPGAVENS OPPBYGNING .....	5
<b>2.    TEORI .....</b>	<b>6</b>
2.1    FLYBÅREN LASERSKANNING .....	6
2.1.1    Fordeler og ulemper ved FLS .....	7
2.1.2    Multiretur og klassifisering av punkter .....	8
2.1.3    Punkttetthet i LiDAR-data.....	9
2.1.4    Nøyaktighet i FLS punktskyer.....	9
2.1.5    Estimering av nøyaktighet i et datasett .....	12
2.1.6    Laser intensitet .....	15
2.2    INTERPOLASJON AV PUNKTER TIL EN KONTINUERLIG FLATE (DTM) .....	18
2.2.2    Spline-interpolasjon .....	20
2.2.3    Naturlig nabo-interpolasjon.....	21
2.2.4    Kriging .....	22
2.2.5    ANUDEM (topo to raster).....	23
2.2.6    Digitale terrengmodeller ( DTM).....	23
2.2.7    Interpolasjon av LiDAR-data til DTM .....	24
2.2.8    Interpolasjon av høydekurver til DTM.....	25
2.2.9    Validering og sammenligning av DTM .....	26
2.2.10    Valg av celledørrelse i DTM.....	27
2.3    TERRENGPARAMETERE, ANALYTISK GEOMETRI OG BILDEBEHANDLING .....	28
2.3.1    Terrengparametere.....	28
2.3.2    Analytisk geometri.....	29
2.3.3    Bildebehandlingsteknikker .....	31



<b>3.</b>	<b>STUDIEOMRÅDE OG DATASETT .....</b>	<b>32</b>
3.1	STUDIEOMRÅDE .....	32
3.1.1	<i>Storsteinsfjellbreen .....</i>	<i>32</i>
3.1.2	<i>Områdebeskrivelse.....</i>	<i>35</i>
3.2	DATASETT.....	37
3.2.1	<i>Data fra flybåren laserskanning .....</i>	<i>37</i>
3.2.2	<i>LAS-filer.....</i>	<i>38</i>
3.2.3	<i>Ortofoto.....</i>	<i>41</i>
3.2.4	<i>Trajectory-filer.....</i>	<i>41</i>
3.2.5	<i>Digitaliserte høydekurver .....</i>	<i>41</i>
3.3	PROGRAMVARE .....	42
<b>4.</b>	<b>METODE .....</b>	<b>43</b>
4.1	LiDAR-DATA.....	43
4.1.1	<i>Datainnspeksjon.....</i>	<i>43</i>
4.1.2	<i>Interpolasjon av DTM fra LiDAR-punkter.....</i>	<i>44</i>
4.2	INTERPOLASJON AV HØYDEKURVER.....	46
4.3	VOLUMFORANDRING OG SAMMENLIGNING AV LiDAR OG HØYDEKURVE DTM .....	47
4.4	KORREKSJON AV INTENSITET I LiDAR-DATA .....	49
4.4.1	<i>Konvertering fra binære filer til ASCII filer .....</i>	<i>49</i>
4.4.2	<i>Implementering av korreksjon for avstand.....</i>	<i>51</i>
4.4.3	<i>Implementering av korreksjon for innfallsvinkel.....</i>	<i>51</i>
4.4.4	<i>Implementering av korreksjon for atmosfærisk attenuasjon .....</i>	<i>52</i>
4.5	AUTOMATISK DETEKSJON AV BRESPREKKER.....	53
4.5.1	<i>Implementasjon av modellen.....</i>	<i>54</i>
<b>5.</b>	<b>PRESENTASJON OG TOLKNING AV RESULTATER.....</b>	<b>57</b>
5.1	LiDAR-DATA.....	57
5.1.1	<i>Inspeksjon og behandling av LiDAR-data .....</i>	<i>57</i>
5.1.2	<i>Områder uten LiDAR-punkter.....</i>	<i>58</i>
5.1.3	<i>Interpolasjon av DTM fra LiDAR-data .....</i>	<i>61</i>
5.1.4	<i>Korrelasjonsanalyse for avvik i DTM fra LiDAR-data.....</i>	<i>65</i>
5.2	INTERPOLASJON AV DTM FRA HØYDEKURVER .....	66

5.2.1	<i>Høydeprofil fra DTM interpolert fra høydekurver.....</i>	66
5.2.2	<i>Simulering av datatap og interpolasjon fra høydekurver.....</i>	67
5.2.3	<i>Absolutt nøyaktighet i DTM interpolert fra høydekurver.....</i>	69
5.2.4	<i>Sammenligning av DTM fra LiDAR og høydekurver med VRM.....</i>	71
5.3	<b>BEREGNING AV FEILFORPLANTNING VED SAMMENLIGNING AV DTM.....</b>	72
5.3.1	<i>Nøyaktighet i DTM fra høydekurver .....</i>	72
5.3.2	<i>Nøyaktighet i LiDAR-data.....</i>	72
5.3.3	<i>Nøyaktighet i DTM interpolert fra LiDAR-data.....</i>	73
5.3.4	<i>Korrelasjon i avvikene .....</i>	73
5.3.5	<i>Feilbudsjett.....</i>	73
5.4	<b>FORANDRING I HØYDE PÅ STORSTEINSFJELLBREEN 1993 - 2010 .....</b>	74
5.4.1	<i>Fylling av DTM fra LiDAR-data.....</i>	76
5.5	<b>KORREKSJON AV INTENSITETSVERDIER .....</b>	78
5.5.1	<i>Flyhøyde og atmosfærisk attenuasjon .....</i>	78
5.5.2	<i>Korreksjon for innfallsvinkel.....</i>	79
5.5.3	<i>Korreksjon av flylinje 3.....</i>	80
5.5.4	<i>Automatic Gain Control.....</i>	82
5.5.5	<i>Klassifisering av breområdet .....</i>	82
5.6	<b>AUTOMATISK KARTLEGGING AV BRESPREKKER .....</b>	84
<b>6.</b>	<b>DISKUSJON .....</b>	<b>88</b>
6.1	<b>LiDAR-DATA .....</b>	<b>88</b>
6.2	<b>INTERPOLASJON AV HØYDEKURVER .....</b>	<b>91</b>
6.3	<b>VOLUMFORANDRING .....</b>	<b>92</b>
6.4	<b>SEGMENTERING FRA LiDAR-INTENSITET.....</b>	<b>94</b>
6.5	<b>AUTOMATISK KARTLEGGING AV BRESPREKKER .....</b>	<b>95</b>
<b>7.</b>	<b>KONKLUSJONER.....</b>	<b>96</b>
<b>8.</b>	<b>REFERANSER .....</b>	<b>98</b>
<b>9.</b>	<b>APPENDIKS .....</b>	<b>104</b>

# 1 Innledning og målsettinger

## 1.1 Motivasjon for oppgaven

Global oppvarming er en av de største utfordringene verden står ovenfor i det kommende århundret. FNs klimapanel konkluderte i 2007 med at den globale temperaturen vil stige med 1.1 – 6.4 °C fram til 2100, avhengig av ulike scenario. Dette vil føre til en havnivåstigning mellom 18 – 59 cm de kommende 90 årene (SFT, 2007). Smelting fra isbreer vil stå for opp til halvparten av denne havnivåøkningen, resten vil termisk utvidelse av verdenshavene på grunn av økt havtemperatur stå for (Meehl et al., 2005). For å få bedre kunnskap og mer nøyaktig estimat for framtidige klimaforandring, er mer forskning, og nøyaktig data helt avgjørende.

Overvåking og kartlegging av kryosfæren er en viktig del av klimaforskningen. Endringer av isbreer er en meget god indikator for klimaforandringer siden isbreer tilpasser seg forandringer i klimaet (Solomon, 2007). Hvor raskt en isbre påvirkes av klimaforandringer kalles breens responstid. Hvor lang denne tiden er avhenger av breens størrelse, geometri, temperaturregime i isen og basale forhold (Jóhannesson et al., 1989). Informasjon fra forandring på isbreer kan brukes som statistikk, kalibreringsdata eller valideringsdata for å utvikle nye, eller forbedre eksisterende klimamodeller.

Norges vassdrags og energidirektorat (NVE) har ansvaret for å forvalte vassdrag og energiressursene i Norge (NVE, 2011). Vannkraft står for 98 % av all kraftproduksjon i Norge (Andreassen, 2004). Ca 15 % av vannføringen i norske vannkraftverk kommer fra vassdrag med isbreer (Andreassen, 2004). Isbreer er altså en viktig kilde til vanntilførsel i mange norske vannkraftverk. Det er derfor viktig å overvåke forandringen i volumet til Norske breer siden det påvirker kraftproduksjonen ved forandring i avrenning fra breene. For planlegging og utvikling av nye vannkraftverk er det viktig å vite hvordan vanntilførselen fra breene er nå, og blir i framtiden. Undersøkelser og modelleringer av norske breer viser at mange norske breer vil smelte kraftig tilbake de kommende 50-100 årene (Andreassen et al., 2012b). Dette kan påvirke den langsiktige lønnsomheten til nåværende og planlagte vannkraftverk. For å kunne predikere framtidige forandringer i volumet til norske breer er man avhengig av data over nåværende volumforandring med høy nøyaktighet.

Måling av massebalanse (forandring i masse på breen) har tradisjonelt blitt utført som feltnmålinger direkte på breen, kjent som glasiologisk massebalanse (Cogley et al., 2011). Vinterbalansen måles ved slutten akkumulasjonssesongen (april-mai) ved sondering av snødybde og måling av tetthet i snøsjakter. Sommerbalansen måles i slutten av smeltesesongen (september-oktober) ved måling av snø- og issmelting ved bruk av staker som er boret ned i breen. Forskjellen i sommer og vinterbalansen utgjør nettobalansen for breen det året (Andreassen, 2004). Fordel med metoden er at tettheten i snøen måles for å kunne konvertere forandringen i snø/is til vann. Ulempen er at metoden er tidkrevende og at verdier må interpoleres fra relativt få målepunkter til hele breen.

Geodetisk massebalanse er en metode som beregner forandring i høyde på breen med fjernanalyseteknologi. Ved to eller flere målinger kan forandring i høyden på breen beregnes. Forandringen i høyde overføres så til forandring i masse på breen (Cogley et al., 2011). En svakhet ved metoden er at eventuelle forandringer i massetetthet på breen ikke er kjent (Bamber and Rivera, 2007). Tradisjonelt ble geodetisk massebalanse beregnet fra digitale terrengmodeller (DTM) utledet fra stereo-flyfoto med fotogrammetri (Andreassen et al., 2002). Fotogrammetri har også blitt brukt til mer avanserte analyser innen glasiologi (Fox and Nuttall, 1997, Wangensteen et al., 2006). Fotogrammetri har en klar ulempe for bruk på isbreer siden metoden er avhengig av optisk kontrast i kartleggingsområdet for å kunne måle parallakse-forskyvningen i bildene. Siden overflaten på isbreer har lav kontrast kan dette føre til store feilkilder i DTM utledet fra flyfoto (Bamber and Rivera, 2007, Baltsavias, 1999b).

Flybåren laserskanning (FLS) har de siste 15 årene blitt en hyppigere anvendt fjernanalyse metode. Metoden utnytter LiDAR-teknologi (**L**ight **D**etection **A**nd **R**anging) til å måle avstanden fra flyet til den reflekterte overflaten. Teknologien anvendes i dag innenfor en rekke grener av naturvitenskap som skogbruk, hydrologi, metrologi, geofarar, samt kartliggning av infrastruktur og topografi (Wehr and Lohr, 1999). Fordelen til FLS er at metoden potensielt kan gi DTM med veldig høy romlig oppløsning og god nøyaktighet selv på isbreer siden metoden ikke er avhengig av optisk kontrast (Geist et al., 2003).

## 1.2 Anvendelser av FLS i glasiologi

Flybåren laserskanning har blitt anvendt til en rekke formål innenfor glasiologi de siste femten årene. En rekke studier har sett på potensialet og mulige anvendelser av FLS innen glasiologi (Favey et al., 1999, Hopkinson et al., 2001, Geist et al., 2003, Arnold et al., 2006). Alle studiene konkluderer med at FLS har mange fordeler over flyfotografi som er det naturlige alternativet. FLS åpner også opp for nye muligheter innen geografisk analyse av isbreer (Geist et al., 2003).

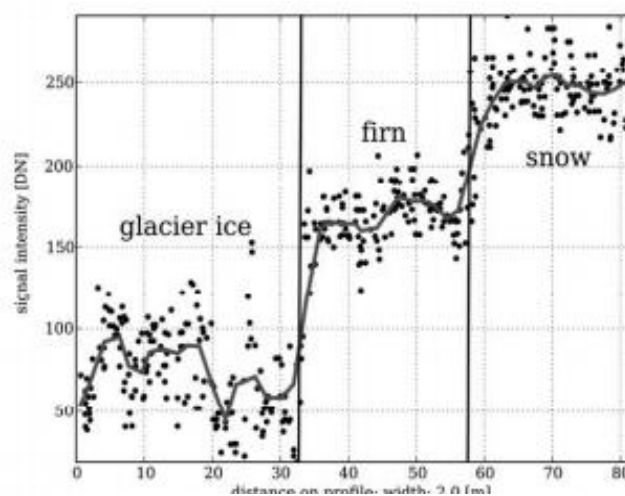
Flybåren laserskanning har en klar begrensning når det kommer til hvor effektivt et interesseområde kan kartlegges (Baltsavias, 1999a). Dette er grunnen til at de fleste anvendelser av FLS innen glasiologi er fra globalt sett små breområder, som Alpene (Favey et al., 1999, Kodde et al., 2007, Höfle et al., 2007, Abermann et al., 2010, Joerg et al., 2012), Norge (Lutz et al., 2003, Geist et al., 2005, Arnold et al., 2006) eller Island (Pope et al., 2013, Jóhannesson et al., 2011, Johannesson et al., 2013). Lavere kostnader og mer effektive dataprosesseringsrutiner fører til at større og større områder blir kartlagt med flybåren laserskanning. Et nasjonalt forskningsprosjekt på Island har resultert i DTM av 90 % av landets isbreer, totalt 10 000 km<sup>2</sup> (Johannesson et al., 2013). I Sverige er et ambisiøst prosjekt i gang for å kartlegge hele Sveriges landareal med flybåren laserskanning (Petersen, 2012).

Formålet til de fleste anvendelsene av FLS innen glasiologi er å generere DTM av breer (Favey et al., 1999, Hopkinson et al., 2001, Geist et al., 2005, Arnold et al., 2006, Abermann et al., 2010, Pope et al., 2013, Johannesson et al., 2013). DTM kan brukes til å estimere volumforandring på breer om man har DTM fra tidligere tidspunkt. Den høye vertikale nøyaktigheten og oppløsningen i LiDAR-data fra FLS gjør det mulig å detektere selv små forandringer i høyde. På Engabreen i Nordland ble FLS utført tre ganger (september 2001, mai 2002 og august 2002) på under et år for å beregne sommer- og vinterbalanse for breen. Studien viste at volumforandring kunne detekteres selv over korte tidsperioder (Geist et al., 2005).

En laserpuls er elektromagnetisk stråling (EMS). For glasiologiske anvendelser av FLS brukes som regel en bølgelengde på 1064 nm brukt (Arnold et al., 2006, Abermann et al., 2010, Geist et al., 2003). Ved denne bølgelengden har is, firn og snø ulike reflekssegenskaper, figur 1.1. Moderne LiDAR-instrumenter lagrer verdier for intensitetsverdiene til laserpulsene.

Om intensitetsverdiene korrigeres for effekten av avstand og vinkel kan verdien brukes til å segmentere overflaten til isbreer i klasser for snø, firn og is. Dette kan gi nyttig informasjon om forholdet mellom massetetthet og høyde på breen, likevektslinjen til breen, påfrosset is og overflatesmelting på breen (Lutz et al., 2003, Höfle et al., 2007).

Den høye oppløsningen i LiDAR-data fra FLS åpner opp for nye muligheter for automatisk deteksjon av objekter i datasettet (Geist et al., 2003). Geomorfologi og metoder fra bildebehandling har blitt brukt til automatisk kartlegging av breareal (Abermann et al., 2010) og bresprekker (Jóhannesson et al., 2011, Kodde et al., 2007).



*Figur 1.1 Intensitetsverdier for is, firn og snø fra LiDAR-data ved 1064 nm (Höfle et al., 2007)*

## 1.3 Formålet med oppgaven

Denne oppgaven er et samarbeid mellom Universitetet i Oslo (UiO) og Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). NVE har siden 2007 brukt FLS til å kartlegge norske breer (Andreassen et al., 2012a). Målet med kartleggingen er først og fremst å framstille DTM av breene for å deretter beregne volumforandring på breene. I den forbindelse ønsket NVE mer kunnskap om hvordan ulike interpolasjonsmetoder og romlig oppløsning påvirker nøyaktigheten til DTM interpolert fra LiDAR-data. Videre ønsket NVE å se på hvordan LiDAR-data kan brukes til andre anvendelser innen glasiologi.

### Målsetninger

1. Hvordan påvirker ulike interpolasjonsmetoder og oppløsning nøyaktigheten til DTM interpolert fra LiDAR-data?
2. Hvordan påvirker ulike datakilder resultatet og nøyaktigheten ved beregning av volumforandring fra LiDAR-data og digitale høydekurver?
3. Hvordan kan intensitetsverdier fra LiDAR-data anvendes innen glasiologi? Kan en korreksjonsmodell for intensitetssignalene utvikles fra tilgjengelig data?
4. Kan en modell utvikles for automatisk deteksjon av bresprekker i DTM interpolert fra LiDAR-data?

## 1.4 Oppgavens oppbygning

Oppgaven er delt opp i 8 kapitler. En introduksjon. Et teorigapittel som går gjennom det teoretiske grunnlaget for oppgaven. En presentasjon av studieområdet og datasettet er gitt i tredje kapittel. Kapittel fire gir en gjennomgang av metodene som er brukt i oppgaven. Resultater er presentert og tolket i femte kapittel. En mer generell diskusjon og gjennomgang av resultater og metode er gitt i kapittel seks. Konklusjon og forslag til framtidige studier er gitt i syvende kapittel. Referanser er oppgitt i kapittel åtte. Oppgaven inneholder også et appendiks i slutten av oppgaven med programmeringskode brukt i prosjektet.

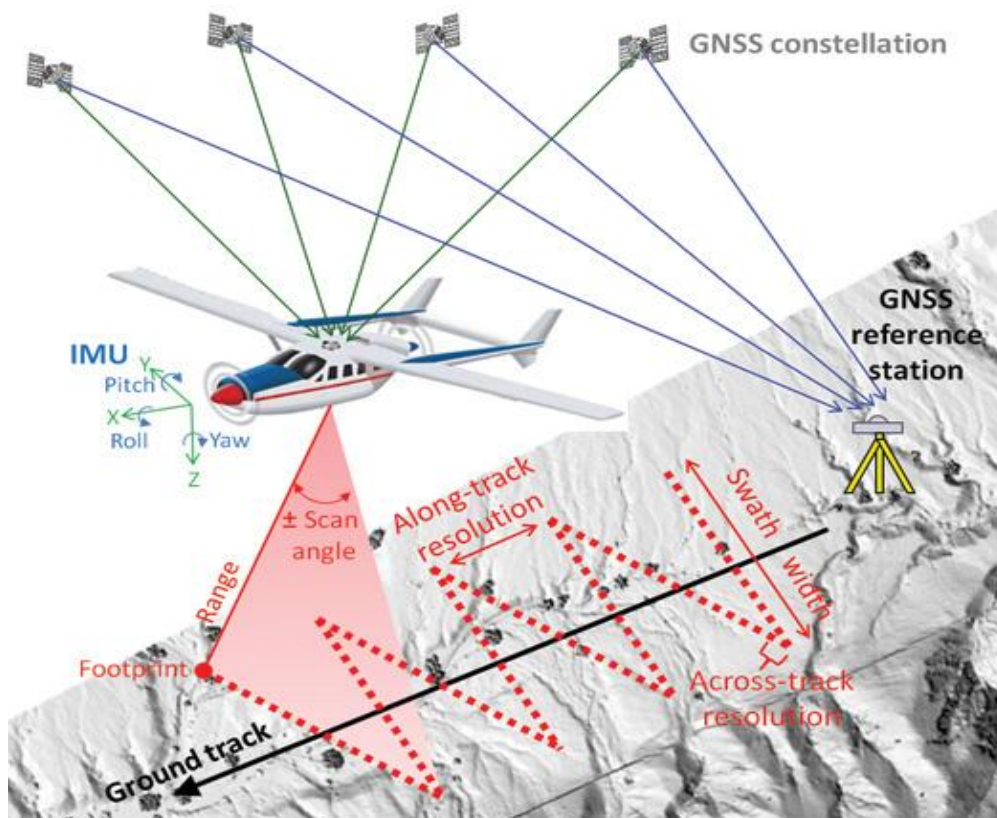
## 2. Teori

### 2.1 Flybåren laserskanning

Flybåren laserskanning (FLS) er en fjernanalysemetode som bruker laser-avstandsmåling (LiDAR) til å beregne posisjonen til punkter på jordoverflaten, kalt en punktsky, formel (2.1).

$$r = \frac{c * \Delta t}{2} \quad (2.1)$$

Metoden beregner avstanden ( $r$ ) ved å sende ut korte, sterke laserpulser med lysets hastighet. Systemet måler tiden ( $\Delta t$ ) laserpulsen bruker fra det er blitt utstrålt til det reflekterte signalet registreres av mottakeren i LiDAR-instrumentet (Baltasvias, 1999a).



Figur 2.1: Oversikt over FLS-systemet. Begrepene i figuren er forklart på side 1 og 2. Ref: [http://www.imagingnotes.com/ee\\_assets/volume26/fernandez/figure1.jpg](http://www.imagingnotes.com/ee_assets/volume26/fernandez/figure1.jpg)



Den absolutte posisjonen til punktene fra FLS bestemmes ved å kombinere data fra GPS ("GPS" brukes i oppgaven som begrep for alle globale navigasjonssatellitt systemer (GNSS), enda "GPS" egentlig kun refererer til det amerikanske systemet), LiDAR (range) og et treghetssystem (IMU) som måler orienteringen til flyet, figur 2.1 (Baltsavias, 1999a). Metoden kan best beskrives som en vektorberegning. GPS data angir startpunktet til vektoren, IMU og skannvinkelen til LiDAR angir retningen til vektoren, og LiDAR angir lengden til vektorer. Endepunktet på vektoren blir dermed den reflekterte overflaten.

For å kartlegge effektivt skannes LiDAR-pulsene på tvers av flyretningen med et roterende speil. Skannersystemets vinkel (scan angle) på tvers av flyretningen kalles skannvinkelen. Skannbredden (Swath width) er hvor langt på tvers av flyretningen systemet skanner. Vinkelen som dannes mellom laserpulsene og terrenget, kalles innfallsvinkelen til laserpulsene. Arealet som blir belyst av laserpulsene kalles fotavtrykket (Footprint). Størrelsen på fotavtrykket varierer med flyhøyden, innfallsvinklene, blenderåpningen til LiDAR-instrumentet og laserstrålens divergens (Wehr and Lohr, 1999). For forklaring av oppløsningen til punktene (along/across-track resolution) se kapittel 2.1.3.

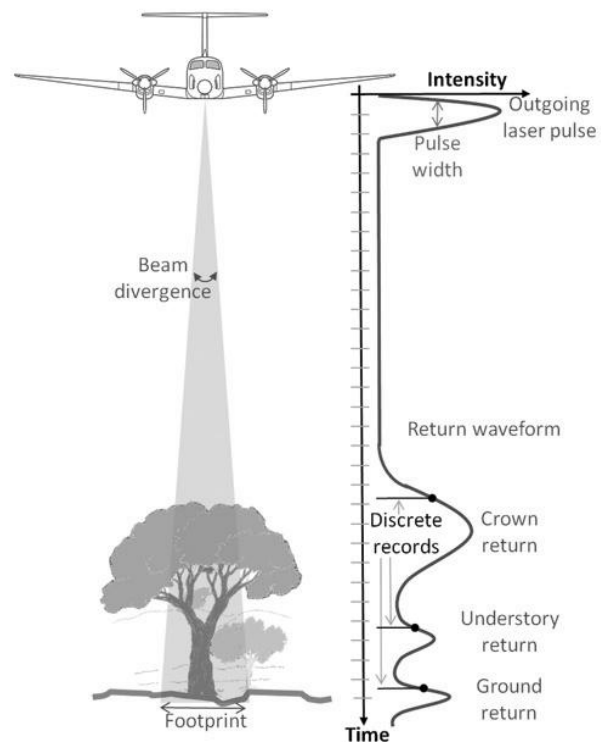
### **2.1.1 Fordeler og ulemper ved FLS**

Den største fordelen til FLS er at metoden beregner den absolutte posisjonen direkte for hvert punkt. (Baltsavias, 1999a). Flyfoto er det naturlige alternativet til FLS som fjernanalysemetode. Ved bruk av flyfoto er man nødt til å utføre relativ og absolutt orientering av bildene, samt matche bildene for å generere en DTM. Ved bildematching vil overflater med lav kontrast føre til problemer, siden hver rute i terrengmodellen må identifiseres i to bilder for å kunne beregne parallakseforskyvningen mellom bildene, for å beregne høyden (Baltsavias, 1999b). Snødekte områder er et klassisk eksempel på en overflate med lav kontrast hvor bildematching kan få problemer (Favey et al., 1999) (Joerg et al., 2012). Dette er ikke et problem for LiDAR siden posisjonene til hvert punkt bestemmes direkte. Skyggeeffekter er et problem for passive sensorer. Dette er ikke et problem for LiDAR som er en aktiv sensor (Baltsavias, 1999b). Laserskanning kan også gi data med høyere romlig oppløsning enn andre fjernanalysemetoder (Geist et al., 2003). De største ulempene med FLS er at metoden ikke er veldig effektiv for å kartlegge større områder. Området må være maksimum 100km fra en GPS basestasjon for å kunne utføre differensiell GPS (DGPS) prosessering med høy nøyaktighet (Baltsavias, 1999a).

Kartleggingsområdene må også være innen flyavstand for småfly som brukes til kartleggingen.

## 2.1.2 Multiretur og klassifisering av punkter

Moderne LiDAR instrumenter har muligheten til å registrere mer enn ett retursignal fra en laserpuls, kalt multireturer. Multireturer kommer av at det er flere overflater innenfor fotavtrykket til laserpulsens, figur 2.2. Dette kan komme av vegetasjon, strømledninger eller veldig bratt/røft terreng (Wehr and Lohr, 1999). For at ulike returer skal kunne skilles fra hverandre må den vertikale avstanden,  $R_{min}$  mellom overflatene være større enn halve lengden til signalet,  $t_p$ . En vanlig lengde for en laserpuls er  $10\text{ns} = 1,5\text{ m}$  (Baltsavias, 1999a).



Figur 2.2: Multireturer fra laserpulser. Figuren viser også hvordan lengden på signalet endres med overflaten. Ref: [http://www.imagingnotes.com/ee\\_assets/volume26/fernandez/figure2.jpg](http://www.imagingnotes.com/ee_assets/volume26/fernandez/figure2.jpg)

$$R_{min} = c \frac{t_p}{2} \quad (2.2)$$

Ved prosessering av LiDAR-data blir alle punktene klassifisert i ASPRS sine standard LiDAR-punktklasser (ASPRS, 2009). Algoritmen klassifiserer punktene ut ifra hvor mye punktet avviker fra nabopunktene (TerraSolid, 2010). For de fleste multireturer vil de første returene være objekter over overflaten, som vegetasjon eller strømledninger, mens den siste/eneste returen er bakken (TerraSolid, 2010). For isbreer er dette omvendt, siden laserpulser med multiretur forårsakes av laserpulser som treffer kanten av bresprekker som første retur og bresprekken som andre retur.

### 2.1.3 Punkttetthet i LiDAR-data

Den romlige oppløsningen til punktene i punktskyen er bestemt ut ifra innstillingen til LiDARen og parametrene ved flygningen. Punkttettheten er en funksjon av; repetisjonsraten til LiDARen (antall laserpulser per sekund), skannvinkelen, frekvensen til skanneren (antall linjer som skannes per sekund), flyets hastighet og flyhøyden over bakken (Baltsavias, 1999a). Oppløsningen måles enten i antall punkt per m<sup>2</sup> eller gjennomsnittlig avstand mellom punktene i meter. Forholdet mellom disse er gitt i formel 2.3.

$$punktavstand = \frac{1}{pkt/m^2} \quad pkt/m^2 = punktavstand^{-1} \quad (2.3)$$

### 2.1.4 Nøyaktighet i FLS punktskyer

Nøyaktigheten til punktskyen fra FLS påvirkes av flere ulike parametre som påvirker nøyaktigheten på forskjellige måter. Nøyaktigheten i en DTM fra en LiDAR-punktsky kan deles opp i tre kategorier; Unøyaktighet i FLS-systemet, feil som følge av topografien og feil innført ved interpolasjon fra punkt til raster (Hodgson and Bresnahan, 2004).

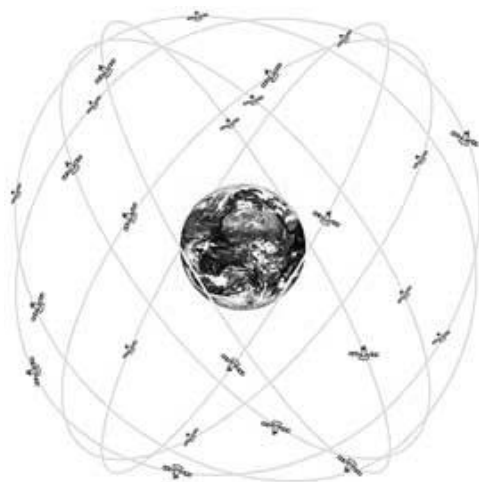
Nøyaktigheten til FLS-systemet avhenger av nøyaktigheten til de ulike elementene i systemet (Baltsavias, 1999a).

- 1) Nøyaktigheten til avstanden til laserpulsen fra LiDAR.
- 2) Nøyaktigheten til posisjonen til laserpulsen fra DGPS.
- 3) Nøyaktigheten til retningen til laserpulsen fra IMU og skannersystemet.

LiDAR avstandsmåleren har den høyeste nøyaktigheten av de tre elementene (Joerg et al., 2012). Nøyaktigheten til LiDAR avstandsmåling avhenger hovedsaklig av lengden på stigningstiden til lasersignalet. En laserpuls når ikke maksimal energi umiddelbart, men bruker en viss tid på dette, kalt stigningstiden til signalet. Stigningstiden til retursignalet avhenger av røffheten til overflaten innenfor fotavtrykket til laserpulsen. En helt glatt overflate vil gi et retursignal med ca. samme stigningstid som den utstrålte laserpulsen, mens en røff overflate vil ”strekke ut” signalet og gi en lengre stigningstid, se trekronen i figur 2.2 (Baltsavias, 1999a).

En normal stigningstid for en laserpuls er 1ns, som er lik 15 cm. Om overflaten innenfor fotavtrykket har en høydeforskjell på 15cm vil retursignalet strekkes med det dobbelte, og stigningstiden blir på  $1\text{ns} + 2 \times 1\text{ns} = 3\text{ns}$ . Om mottakeren detekterer signalet med en nøyaktighet på 10 % av stigningstiden så blir nøyaktigheten  $0.3\text{ns} = 4.5\text{cm}$ . Punktet som detekteres vil være nærme det høyeste punktet innenfor LiDAR-fotavtrykket siden posisjonen detekteres på starten av retursignalet. Dette fører til at LiDAR målinger kan sies å overestimere høyden (Baltsavias, 1999a).

Nøyaktigheten til GPS posisjonen avhenger av satellittgeometrien, atmosfæriske forhold og avstanden fra flyet til basestasjonen som brukes for Differensiell GPS (DGPS) prosesseringen. DGPS er en GPS teknologi der simultane målinger fra en GPS-basestasjon med kjent absolutt posisjon brukes til å korrigere GPS-data (King, 2009). En generell formel for DGPS nøyaktighet ved gode forhold er  $2\text{cm} + 1\text{ PPM}$  (en milliondel av avstanden mellom flyet og basestasjonen) (Glennie, 2007). Vanlig avstand til basestasjonen er 10-100km, som fører til 1-10cm ekstra unøyaktighet. Andre studier har oppgitt nøyaktigheten til 5-15cm(Baltsavias, 1999a), 10cm (Geist et al., 2005) og 25cm ved 45km avstand (King, 2009). Nøyaktigheten avhenger også av de atmosfæriske forholdene, satellittdekningen og satellittgeometrien under feltoppdraget (King, 2009). GPS-satellitter går i en bane med  $55^\circ$  inklinasjon på Ekvator, figur 2.3. Dette fører til at for breddegrader over ca.  $\pm 65^\circ$  blir satellittdekningen dårligere og satellittgeometrien ugunstig (KOWOMA, 2012). Dette påvirker nøyaktigheten til posisjonsbestemmelse på z-aksen (vertikalt) mer enn x- og y-aksen (horisontalt) (Joerg et al., 2012).



*Figur 2.3 Banen til GPS-satellitter. Merk at størrelseforholdet mellom jorden og satellittbanen er 1:1 (KOWOMA. 2012)*

Treghetssystemet i flyet er den største kilden til usikkerhet i FLS-systemet (Joerg et al., 2012).

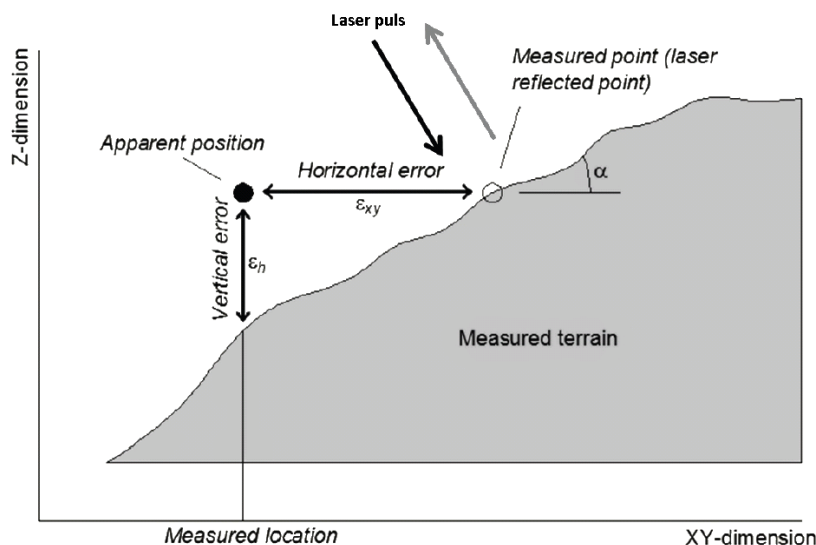
Nøyaktigheten avhenger hovedsakelig av systemets evne til å måle og interpolere riktige verdier for flyets orientering (Baltsavias, 1999a).

Feilestimeringen er proporsjonal med flyhøyden og skannervinkelen, figur 2.4.

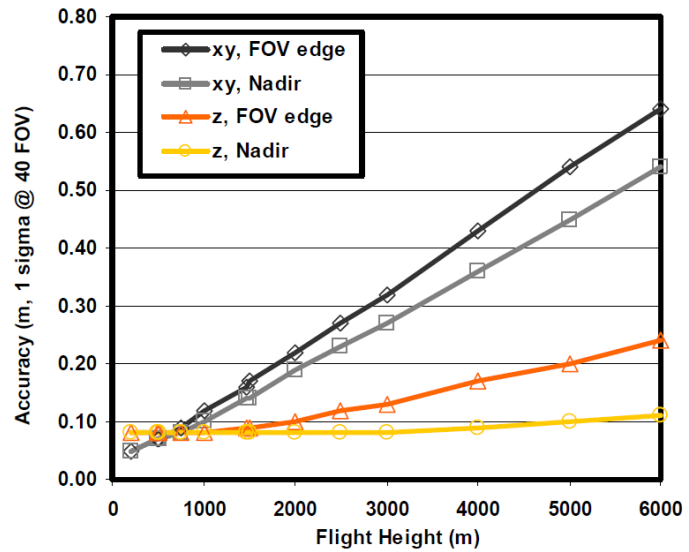
Unøyaktighet i treghetssystemet står for ca 50 % av unøyaktigheten i det horisontale planet (Joerg et al., 2012). Hvor stor feilen er vertikalt avhenger av helningen til terrenget

og retningen til feilen i det horisontale planet. Om feilen er i samme retning som helningen blir den vertikale feilen maksimert, mens en feil vinkelrett på helningen vil gi null vertikal feil, figur 2.5. Om man antar at retningen til feilen i det horisontale planet er jevnt fordelt i alle retninger så kan følgende formel brukes til å estimere den gjennomsnittlige vertikale feilen for en gitt helningsgradient (Hodgson and Bresnahan, 2004).

$$RMSE_{vertikal} = \sin 45^\circ * \tan \text{helning}^\circ * RMSE_{horisontalt} \quad (2.4)$$



Figur 2.5 Forholdet mellom horisontalt avvik og vertikalt avvik for LiDAR-punkter (Hodgson and Bresnahan, 2004).



Figur 2.4: Forhold mellom flyhøyde, skannvinkel og nøyaktighet for Leica ALS 60 LiDAR-instrument. Sort linje: horisontal nøyaktighet ved nadir (grå linje ved maks skannvinkel). Gul linje: vertikal nøyaktighet ved nadir (rød linje ved maks skannvinkel) (Leica, 2008).

Nøyaktigheten i FLS-systemet består altså av en avhengig del som påvirkes av flyhøyden, skannvinkelen, topografien og røffheten til overflaten, og en uavhengig del; GPS nøyaktighet (som til viss grad er avhengig av breddegrad for z-aksen) (Baltsavias, 1999a).

En sammenligning av multitemporal LiDAR-data fra Findelenbreen i Sveits viste at laserpunkter på breen hadde ca dobbelt så høy vertikalt nøyaktighet som punkter utenfor breen (Joerg et al., 2012). Dette er ikke overraskende siden isbreen med glatt overflate er omringet av alpin topografi med stort relieff og røft terreng.

## **2.1.5 Estimering av nøyaktighet i et datasett**

### *Ulike typer feil i et datasett*

Estimering av feil i et datasett er viktig for å kunne angi nøyaktigheten til datasettet. Feil kan deles opp i hvilken type feil det er: Systematiske eller tilfeldige feil. Hvordan feilen angis: absolutte eller relative feil.

Den absolutte feilen i et punkt er avviket fra den korrekte absolutte verdien. Relativ feil er hvor stor feilen er relativt til verdien som blir målt. Relativ feil blir ofte oppgitt i prosent. Systematisk feil er feil som blir påført dataene systematisk. Dette kan komme av feilkalibrering av maskinvare eller feil på programvare eller synkronisering. Systematiske feil vil over- eller underestimere dataen og innføre en bias i datasettet (Lindberg, 2000). I FLS er mulig systematiske feil for eksempel, transformasjon fra GPS-koordinater (WGS 84) til lokale datum eller kartprojeksjoner. Loddavvik kan innføre feil i datasettet siden treghetssystemet styres av gravitasjon, mens GPS posisjonen angis fra ellipsoidenormalen (Joerg et al., 2012). I glasiøle områder kan snø føre til en systematisk feil som vil gi en overestimering av høyden til terrenget. Det kan korrigeres for denne skjevheten om man vet snødybden ved datainnsamling (Joerg et al., 2012).

Tilfeldige feil i FLS kommer av uavhengig unøyaktighet i FLS-systemet. Eksempler på tilfeldige feil er unøyaktighet i LiDAR, GPS eller IMU. Røffheten og helningsgradienten til kartleggingsområdet påvirker også nøyaktigheten. Siden feilen er tilfeldig fordelt kan statistiske metoder brukes for å estimere hvor stor feilen er (Lindberg, 2000). Et problem ved estimering av tilfeldige feil er at flere av parametrene som påvirker dette ikke blir målt eller kun er oppgitt fra leverandør uten mulighet for å kontrolleres av brukeren (Joerg et al., 2012).

## Metoder for feilestimering

Den mest vanlige metoden for estimering av nøyaktighet er Root Mean Square Error (RMSE), formel 2.5:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - x_i)^2} \quad (2.5)$$

RMSE er et statistisk mål for differansen mellom en estimert verdi  $\hat{x}_i$  og en ”sann” verdi  $x_i$ . Den sanne verdien kan være en verdi som er målt med høyere nøyaktighet, eller en verdi før en unøyaktighet innføres i datasettet, som for eksempel ved interpolasjon. For LiDAR-punkter utføres estimering av absolutt nøyaktighet ved å sammenligne LiDAR punkter mot GPS-punkter eller GPS-flater (Hodgson and Bresnahan, 2004). Siden alle punktene i en LiDAR punktsky har individuell nøyaktighet, vil RMSE verdiene fra kontrollpunkter kun si noe om nøyaktigheten i kontrollpunktene (Gonga-Saholiariliva et al., 2011). RMSE kan brukes til å estimere feilen som innføres ved interpolasjon av LiDAR-punktskyer til DTM. De originale LiDAR-punktene brukes som sann verdi  $x_i$  og verdiene i den interpolerte DTMen som estimert verdi  $\hat{x}_i$  (Bater and Coops, 2009). For en estimering av bias kan ME (mean error) brukes, formel 2.6:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - x_i) \quad (2.6)$$

I en studie av relativ nøyaktighet i LiDAR-data fra en FLS-kampanje ble ME brukt til å estimere avviket mellom overlappende flylinjer (Latypov, 2002). Dette er en enkel metode som ikke krever kontrolldata. Metoden gir ikke en estimering av absolutt feil eller hvordan ulike parametere påvirker nøyaktigheten, men en indikasjon på områder som burde undersøkes nærmere.

RMSE verdier fra feilestimering av en DTM er som regel ikke normalfordelt, men har en fordeling med positiv skjevhet og kurtose. Dette fører til at vanlige statistiske mål som standardavvik og estimering av konfidensintervaller ikke er gode mål for nøyaktighet om ikke korreksjon for skjevhet og kurtose utføres (Aguilar and Mills, 2008). Robuste statistiske metoder som kvantil eller median kan være bedre egnet for å angi nøyaktighet siden disse metodene ikke påvirkes av data-fordelingen og uteliggere på samme måte som RMSE (Höhle and Höhle, 2009).

## Feilforplantning

For FLS-systemet er det mange parametere som bidrar til unøyaktigheten. For å estimere den samlede feilen,  $\epsilon$  til alle parametrene,  $\sigma_n$  i et feilbudsjett brukes loven om feilforplantning, formel 2.7 (Burrough and McDonnell, 1998).

$$\epsilon = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \dots + \sigma_n^2} \quad (2.7)$$

Merk at formel 2.7 antar at parameteren er uavhengig og at verdiene er standardiserte avvik som RMSE. For gjennomsnittlig avvik som formel 2.6 summeres avvikene på vanlig måte. Siden høydeverdiene i en DTM har romlig autokorrelasjon, må estimeringen av feilforplantningen ta høyde for graden av korrelasjon mellom variablene, formel 2.8 (Eitzelmüller, 2000).

$$\epsilon = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + 2 \cdot \sigma_1 \cdot \sigma_2 \cdot r} \quad (2.8)$$

I formel 2.8 er  $r$  korrelasjonen mellom  $\sigma_1$  og  $\sigma_2$ .  $r$  er basert på Pearson's korrelasjonskoeffisient, formel 2.9.  $r$  beregnes for ulike nabolag i datasettet. Størrelsen på nabolaget bestemmes ut ifra semi-variogram analyse av datasettet (Nuth and Kääb, 2011, Rolstad et al., 2009).  $r$  kan variere fra (-1) - 1. For  $r=1$  er  $\sigma_1$  og  $\sigma_2$  helt korrelert i formel 2.8. Da er  $\epsilon$  lik  $\sigma_1 + \sigma_2$  (Joerg et al., 2012)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (s1(x, y) - \mu(s1)_w) \cdot (s2(x, y) - \mu(s2)_w)}{N_w \cdot \sigma(s1) \cdot \sigma(s2)} \quad (2.9)$$

Standardfeilen i et datasett er angitt i formel 2.10,  $n$  er antall punkter/verdier som er brukt til å beregne  $\epsilon$ .

$$S_\epsilon = \frac{\epsilon}{\sqrt{n}} \quad (2.10)$$



### 2.1.6 Laser intensitet

LiDAR instrumenter registrerer intensiteten til retursignalet til laserpulsene. Intensiteten måles i watt per areal og kvantifiseres til en 8-bits verdi (0-255), kalt digitalt nummer (DN) (Höfle and Pfeifer, 2007). Det er knyttet noe usikkerhet til hvordan ulike LiDAR-instrumenter kvantifiserer intensitet, men algoritmene bruker informasjon om amplituden og integralet til signalet. Intensiteten i retursignalet følger de samme fysiske lovene som mikrobølge radar, formel 2.9 (Höfle and Pfeifer, 2007).

$$P_r = \frac{P_t D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} n_{sys} n_{atm} \sigma \quad (2.9)$$

$P_r$  er effekten til retursignalet,  $P_t$  er effekten til det utgående signalet,  $D_r$  er diameteren til blenderen i LiDAR instrumentet,  $R$  er avstanden til den reflekterte overflaten,  $\beta_t$  er diameteren til laserstrålen,  $n_{sys}$  og  $n_{atm}$  er transmissiviteten i LiDAR-systemet og atmosfæren og  $\sigma$  er tverrsnittet til den reflekterte overflaten og inneholder karakteristikker om den reflekterte overflatens areal, vinkel og refleksivitet. Som man ser av formel 2.9 er intensiteten til retursignalet påvirket av den utgående effekten, flyhøyden, innfallsvinkelen til laserpulsene, størrelsen på fotavtrykket til laserpulsene, de atmosfæriske forholdene, LiDAR-systemet og refleksjonen til overflaten.

#### *Korreksjon av intensitetsverdier*

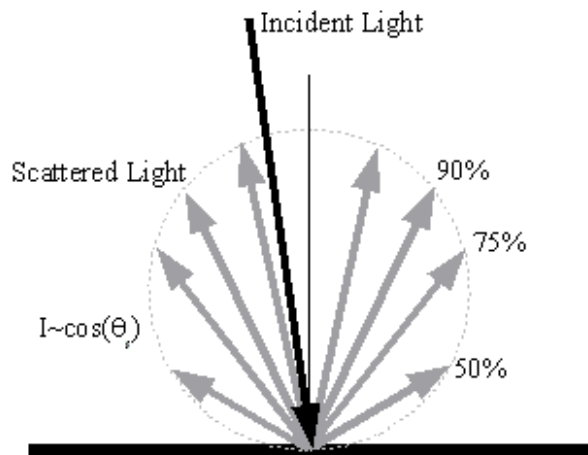
Ved bruk av intensitetsdata ønsker man at intensitetsverdien kun skal gjenspeile refleksjonen til overflaten. For å oppnå dette må det korrigeres for de andre faktorene som påvirker verdiene, formel 2.9. Flere modeller har blitt utviklet for å korrigere intensitetsverdiene i LiDAR-data (Höfle and Pfeifer, 2007) (Jutzi and Gross, 2009) (Kaasalainen et al., 2009, Lutz et al., 2003).

I denne oppgaven er modellen fra Kaasalainen et al. (2009) brukt som korreksjonsmodell for intensitetsverdier, formel 2.10. Modellen er valgt siden den lar seg implementere med data som var tilgjengelig for prosjektet.

$$I_{korrigert} = I_{original} \frac{R_i^2}{R_{ref}^2} \cdot \frac{1}{\cos(\alpha)} \cdot \frac{1}{T^2} \cdot \frac{E_{Tref}}{E_{Tj}} \quad (2.10)$$

$R_i$  er avstanden mellom sensor og overflaten,  $R_{ref}$  er en referanseverdi som settes til middelverdien for flyhøyden. R-leddet korrigerer for det sfæriske tapet av signalet.

$\alpha$  er innfallsvinkelen mellom normalen til overflaten og den innkommende laserpuls. Dette leddet korrigerer for hvor mye av signalet som blir reflektert tilbake fra overflaten. Formelen antar at refleksjonen følger Lamberts Cosinuslov, figur 2.6.



Figur 2.6 Lamberts cosinus lov for refleksjon av lys. Ref: <http://www.4physics.com/tn3/ambertian.htm>

$T$  er den atmosfæriske effekten på signalet, hvor mye av signalet som blir absorbert eller reflektert i atmosfæren, også kjent som Beer-Lamberts lov om intensitet, formel 2.11.

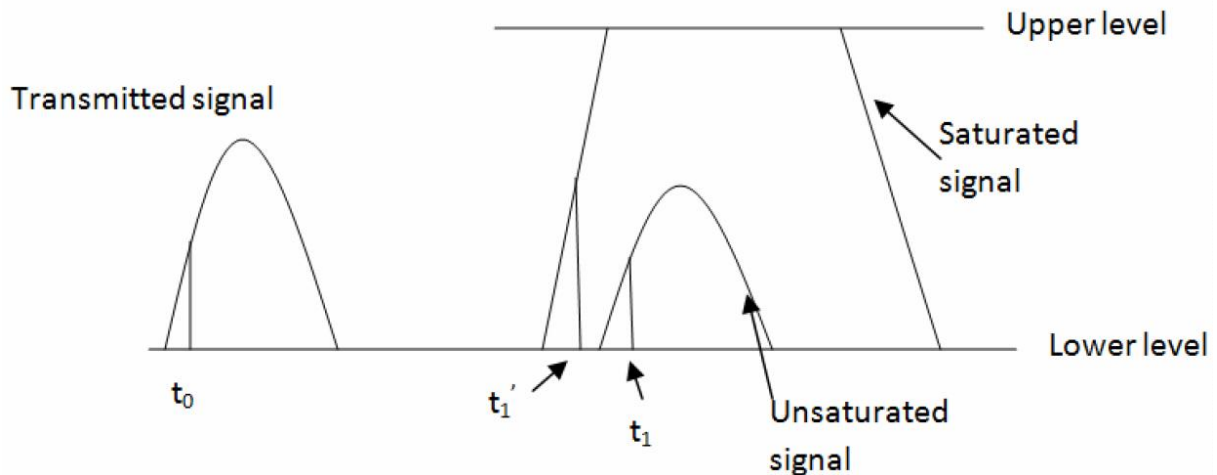
$$T = e^{-aR} \quad (2.11)$$

$a$  er her den atmosfæriske attenuasjonskoeffisienten (db/m) og  $R$  er avstanden mellom sensor og overflaten. Den atmosfæriske attenuasjonskoeffisienten er en funksjon av bølgelengde, visibilitet, temperatur, fuktighet, aerosol konsentrasjon og høyde. Under gode atmosfæriske forhold og kartleggingsområde med liten variasjon i terreng og konstant flyhøyde er effekten av  $T$  så liten at den er neglisjerbar (Höfle and Pfeifer, 2007).

$E_{Tj}$  er laserpulsens energi og  $E_{Tref}$  er en referanseverdi.  $E_{Tj}$  endrer seg hovedsaklig med repetisjonsraten til laserpuls, desto høyere frekvens, desto lavere blir  $E_{Tj}$ . Om LiDAR-dataen er fra en enkelt flygning og de samme innstillingene er brukt under hele datainnsamlingene kan dette leddet utelates.

## Automatic Gain Control (AGC)

Moderne LiDAR-instrumenter, blant annet Leica ASL-50 II som er brukt til datainnsamling for dataen brukt i denne oppgaven, har en innebygd funksjon kalt Automatic Gain Control (AGC) (Vain et al., 2010). Formålet med funksjonen er å registrere svake signaler som er under terskelverdien til mottakeren ved å øke signalstyrken. For veldig sterke signaler reduseres signalstyrken siden signaler som er sterkere enn maksimumsverdien til systemet vil føre til saturering av signalet og unøyaktig tidsbestemmelse, figur 2.7 (Bednjanec, 2011).



Figur 2.7: Illustrasjon av LiDAR-retursignaler med signalstyrke over maksimumsterskelen til systemet. AGC demper signaler og sørger for en mer nøyaktig tidsbestemmelse av signalet (Vain and Kaasalainen, 2011).

Når AGC funksjonen er aktiv påvirker det intensitetsverdien ved at svake retursignaler får høyere intensitetsverdier, mens sterke retursignaler får lavere verdier. En studie om hvordan intensitetsverdiene i LiDAR-data varierer med AGC innstillinger resulterte i en korreksjonsmodell for den kvantifiserte intensitetsverdien, formel 2.12 (Vain et al., 2010).

$$I_{av} = a_1 + a_2 I_{p\hat{a}} + a_3 I_{p\hat{a}} AGC \quad (2.12)$$

Der  $I_{av}$  er den korrigerte verdien.  $I_{p\hat{a}}$  er intensitet med AGC på,  $AGC$  er verdien til AGC-innstillingen (8-bits verdi).  $a_1, a_2$  og  $a_3$  er konstanter med verdi  $a_1 = -8.093883$ ,  $a_2 = 2.5250588$  og  $a_3 = -0.0155656$ .

## 2.2 Interpolasjon av punkter til en kontinuerlig flate (DTM)

Interpolasjon er en matematisk teknikk for å predikere attributtverdien ved et ukjent punkt fra attributtverdiene til omkringliggende punkter (Burrough and McDonnell, 1998).

Interpolasjon av geografisk data bygger på Toblers 1. lov i geografi

*"Everything is related to everything else, but near things are more related than distant things."* (Tobler, 1970:235)

Dette er også kjent som romlig autokorrelasjon (Gonga-Saholiariliva et al., 2011) (Miller, 2004).

Det finnes en rekke forskjellige interpolasjonsteknikker. Teknikkene kan deles inn i to hovedtyper: Global og lokal interpolasjon. Globale metoder bruker all tilgjengelig data i interpolasjonen, og utfører en klassifikasjon, beregner en trendflate eller en regresjonsmodell. Ved lokal interpolasjon beregnes ett og ett punkt. Metoden bruker kun data i nærheten av det ukjente punktet (nabolag) for interpolasjon (Burrough and McDonnell, 1998).

Interpolasjonsteknikker kan være eksakte eller ikke-eksakte. Eksakt interpolasjon vi si at det interpolerte punktet ikke kan ha en verdi som ligger utenfor minimums- og maksimumsverdien til punktene i nabolaget. Ved ikke-eksakt interpolasjon kan det interpolerte punktet ha en verdi utenfor min-maks spekteret (Burrough and McDonnell, 1998).

En annen viktig egenskap er om teknikken er deterministisk eller stokastisk (geostatistisk). Deterministiske metoder følger en fast matematisk algoritme og gir ingen informasjon om mulige feil. Stokastiske metoder derimot utfører statistiske beregninger før interpolasjonen utføres. Stokastiske metoder kan også beregne statistikk for interpolerte punkt og gi et sannsynlighetsestimat for nøyaktigheten til punktet. Ved valg av interpolasjonsteknikk og parametere er det flere aspekter det er viktig å ta stilling til: Antall punkter i datasettet, tettheten til punktene, fordelingen av punkter (regulær eller irregulær), prosesseringskapasitet til maskinvaren og den romlige oppløsningen til den interpolerte flaten (Burrough and McDonnell, 1998).

### 2.2.1 Invers avstands vekting (IDW)

Invers avstandsvekting (IDW) er en lokal, deterministisk interpolasjonsteknikk som bygger på Toblers 1. lov, formel 2.13 (Burrough and McDonnell, 1998).

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i * z(x_i) \quad (2.13)$$

Verdien i det interpolerte punktet  $\hat{z}(x_0)$  beregnes ut ifra verdiene til de omkringliggende punktene og  $z(x_i)$  i et bestemt nabolag. Nabolaget defineres enten som de  $n$  nærmeste punktene fra  $\hat{z}(x_0)$ , eller som alle punktene innenfor en bestemt avstand  $s$ , fra  $\hat{z}(x_0)$ . Alle verdiene i nabolaget multipliseres med en vekting  $\lambda_i$  og verdiene summeres. Vektingen bestemmes ut ifra avstanden  $d_{ij}$  mellom  $\hat{z}(x_0)$  og  $z(x_i)$  formel 2.14

$$\lambda_i = \frac{d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (2.14)$$

Vektingen beregnes ved å opphøye avstanden  $d_{ij}$  med en parameter  $r$ , og dividere det med summen av alle avstandene opphøyd i  $r$ . Parameteren  $r$  kan i de fleste implementasjoner av IDW bestemmes av operatøren. Siden  $r$  er negativ vil en økning av  $r$  føre til at punkter med kort avstand fra  $\hat{z}(x_0)$  vektes høyere enn punkter som er lengre unna. Ved høy  $r$  verdi eller ujevn fordeling av punkter kan

IDW føre til at enkeltpunkter får en veldig høy vekting. Dette kan føre til artefakter kjent som ”bulls-eyes”, figur 2.8.

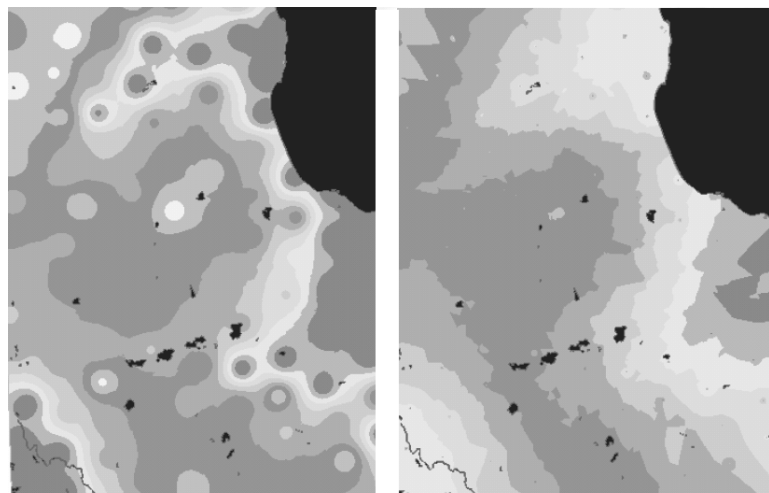
Egenskapene til IDW interpolasjon fører til at et interpolert punkt aldri vil få en verdi som er høyere eller lavere enn verdiene i de originale

punktene. Metoden er

derfor en eksakt

interpolasjonsteknikk og

kan ikke ekstrapolere topper eller depresjoner i terrenget (Burrough and McDonnell, 1998).



Vekting = 2

Vekting = 0.5

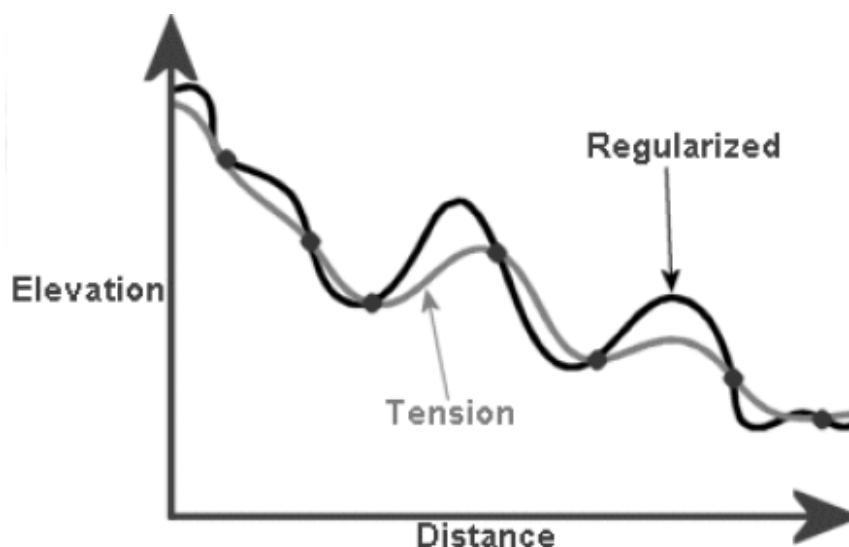
2.8: Bulls-eye artefakter ved høy vekting med IDW-interpolasjon. Ref:

<http://webapps.fundp.ac.be/geotp/SIG/InterpolMethods.pdf>

### 2.2.2 Spline-interpolasjon

Spline-interpolasjon er en lokal interpolasjonsteknikk som bruker polynomfunksjoner for å stykkevis binde datapunkter sammen til en kontinuerlig flate. Metoden bruker ikke en fast funksjon til å beregne punkter, men tilpasser funksjonen til nabolaget. Siden kun et mindre antall punkter tilpasses per funksjon vil teknikken tilpasses punkttetthet, punktfordeling og variansen i nabolaget (Burrough and McDonnell, 1998). De polynomiske funksjonene er designet for å minimere overflatekurvaturen (2. deriverte av overflaten) mellom punktene. Dette resulterer i at den interpolerte overflaten blir glattet ut (ESRI, 2011b). Funksjonene passerer eksakt gjennom de originale punktene, men mellom punktene kan funksjonen gi verdier utenfor variasjonsbredden. Spline-interpolasjon er derfor ikke en eksakt interpolasjonsteknikk. For 3-dimensjonal data brukes et plan istedenfor en linje, kalt plan-spliner.

I denne oppgaven er to ulike implementasjoner av spline-interpolasjon testet; ordnet (regularized) og strekk (tension). Strekk er modifisert så den 1. deriverte av den interpolerte overflaten minimeres, mens ordnet er modifisert så den 3. deriverte minimeres. Begge implementasjonene har en vektingsparameter som angir hvor mye den 1. eller 3. deriverte vektlegges i minimeringen. En høyere vekting vil føre til en mer utglattet overflate for begge implementasjonene (ESRI, 2011b). Minimering av den 3. deriverte fører til at den ordnede implementasjonen gir en overflate som er mer elastisk enn den mer rigide strekk metoden, figur 2.9.



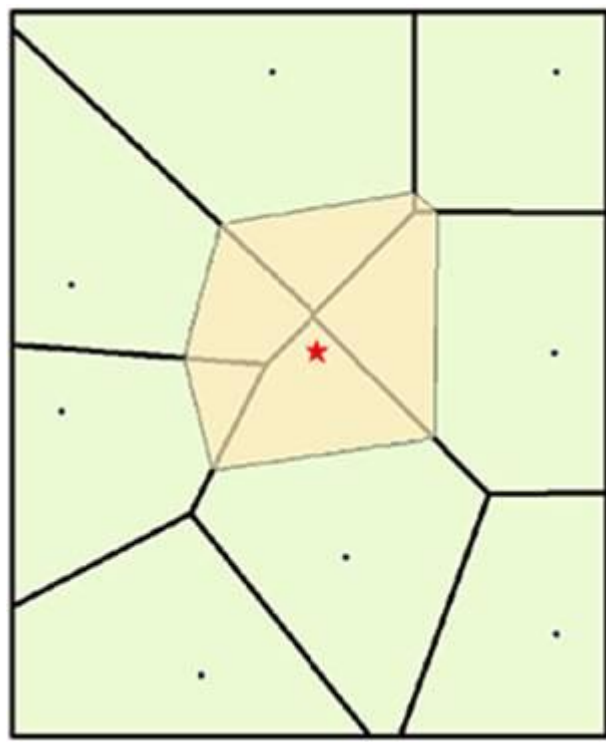
Figur 2.9: Spline-interpolasjon. Regularized vs Tension.  
Ref: <http://webapps.fundp.ac.be/geotp/SIG/InterpolMethods.pdf>

### 2.2.3 Naturlig nabo-interpolasjon

Naturlig nabo er en lokal, eksakt, deterministisk interpolasjonsteknikk. Metoden er en mer sofistikert utgave av nærmeste nabo interpolasjon. Et voronoi-diagram blir først generert for datasettet. Et voronoi-diagram blir lagd ved en polygon-tesselering av arealet til datasettet, figur 2.10.

$$G(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i f(x, y) \quad (2.15)$$

For hvert punkt (svart prikk) blir nøyaktig ett polygon (grønt areal) generert, slik at innenfor arealet til polygonet er ingen andre punkter nærmere enn genereringspunktet (Weisstein, 2010). Rundt punktet som skal interpoleres (rød stjerne,  $G(x, y)$ ) blir et nytt voronoi-polygon generert (beige areal). De omkringliggende punktene,  $f(x, y)$  blir så vektet ut ifra hvor mye voronoi polygonene overlapper hverandre,  $w_i$  (ESRI, 2011a).



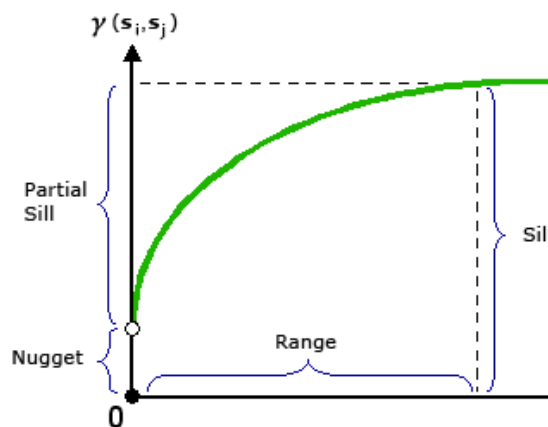
2.10: Illustrasjon av Naturlig nabo interpolering. Interpolasjonspunktet (rød stjerne) interpoleres ut ifra hvor mye av voronoi-polygon til samplingpunktene (sort prikk) som faller innenfor voronoi-polygonet til interpolasjonspunktet. (ESRI, 2011a)

## 2.2.4 Kriging

Kriging er en geostatistisk interpolasjonsteknikk. Metoden beregner romlig korrelasjon i datasettet for å optimalisere interpolasjonen. For deterministiske metoder finnes det ingen *a priori* informasjon for valg av parameterinnstillinger i interpolasjonen (antall punkter, avstandsvektning eller nabolagstørrelse) (Burrough and McDonnell, 1998). Kriging derimot utnytter statistisk data for å velge parameterinnstillingene (ESRI, 2010a). Beregningen av korrelasjon i datasettet gjøres ved å beregne avstanden og variansen mellom alle punktene i datasettet. Dette brukes så til å tilpasse en modell til punktene, kalt et semivariogram, figur 2.11. Semivariogrammet er en funksjon av tre verdier; Rekkevidde (range), nugget og sill.

Rekkevidden i semivariogrammet er avstanden på x-aksen der modellen flater ut. Punkter som er adskilt med en avstand som er større enn rekkevidden har ingen korrelasjon. Sill er verdien på y-aksen der modellen flater ut. Punkter som er veldig nærme hverandre har ikke bestandig helt like verdier, dette kan komme av verdier som er mindre enn oppløsningen til målemetoden eller feilmålinger. Dette avviket er kjent som nugget (ESRI, 2010a). Forholdet mellom nugget og sill kalles ”nugget-effekten” og angir graden av

variasjon i datasettet som kan forklares romlig (Brusilovskiy, 2013). Ulempen til kriging er at metoden har høy prosesseringstid siden avstanden mellom alle punktene i datasettet må beregnes. En klar fordel med kriging er at metoden kan gi et estimat på hvor gode de predikerte verdiene i DTMen er (Burrough and McDonnell, 1998).



Figur 2.11: Semivariogram for bruk i kriging-interpolasjon (ESRI, 2010a).



### 2.2.5 ANUDEM (topo to raster)

ANUDEM ("Topo to raster" i ArcGIS) er en interpolasjonsmetode som er utviklet spesifikt for å interpolere digitale terrengmodeller som er hydrologisk korrekte. Metoden bruker en gjentakende bestemt differanse teknikk. Det vil si at metoden gjentas flere ganger for å optimalisere interpoleringen. Dette er gjort for at metoden skal være prosesseringseffektiv, samtidig som den gir en global kontinuerlige overflater. ANUDEM kan beskrives som en diskret plate spline-interpolasjon som er modifisert for å bevare brå overganger i terrenget (ESRI, 2011c). Metoden er designet for å minimere kjente interpolasjonsartefakter.

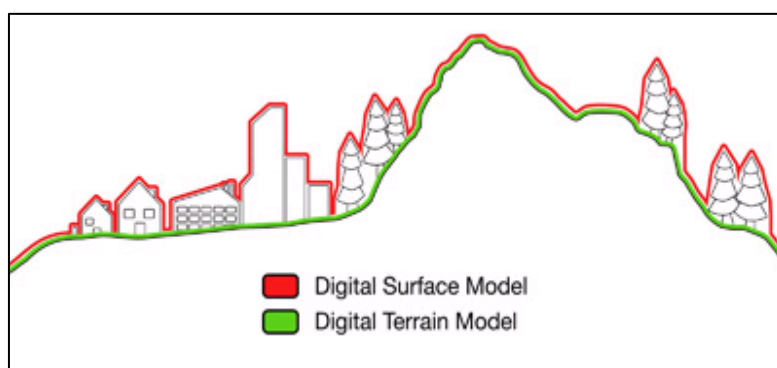
Eksempel på dette er terrasseeffekt ved interpolasjon av høydekurver eller ekstremverdier ved veldig tette punkter i spline-interpolasjon. ANUDEM er også tilpasset for å interpolere DTM fra høydekurver (ESRI, 2011c).

### 2.2.6 Digitale terrengmodeller (DTM)

Formålet med å interpolere LiDAR-punkter til et regulært grid er at dette gjør sammenligning av data mye enklere enn om dataen er på punktform. Høydeverdiene i LiDAR-punktene blir interpolert til en kontinuerlig overflate i form av et regulært raster, kalt en digital terrengmodell (DTM). Innenfor geografi brukes de engelske uttrykkene digital elevation/terrain/surface model (DEM, DTM og DSM). DTM brukes for en modell av en "naken" jordoverflate. Det vil si at midlertidige objekter som vegetasjon eller infrastruktur er fjernet fra modellen. DEM brukes som et generisk begrep for DTM. En DSM er overflaten som den er ved kartlegging, altså inkludert midlertidige objekter (Maune, 2007), figur 2.12.

Om en isbre skal betraktes som en midlertidig overflate eller ikke har det ikke blitt tatt stilling til i denne oppgaven. For enkelhets skyld har forkortelsen DTM

(digital terrengmodell) blitt brukt siden dette begrepet godt innarbeidet på norsk.



2.12: Terrengmodell (grønn linje) vs overflatemodell (rød linje). Ref: [http://www.computamaps.com/newsletter/3-3/DTM\\_vs\\_DSM.jpg](http://www.computamaps.com/newsletter/3-3/DTM_vs_DSM.jpg)

### 2.2.7 Interpolasjon av LiDAR-data til DTM

Bater og Coops, 2009 undersøkte sju ulike interpolasjonsmetoder (lineær, 5. grads polynom, naturlig nabo, to spline-interpolasjon metoder, IDW og kriging) for tre ulike celledørrelser (0.5 m, 1 m og 1,5 m) for interpolasjon av DTM fra LiDAR-data. De konkluderte med at valg av celledørrelse hadde mer å si for nøyaktigheten enn valg av interpolasjonsmetode. Noe overraskende viste resultatene også at de ulike interpolasjonsteknikkene ble rangert forskjellige for ulike celledørrelser. Andre studier har også påpekt at ingen interpolasjonsmetode kan sies å være den beste for interpolasjon av terrengdata (Fisher and Tate, 2006).

For å finne sammenhengen mellom nøyaktighet i interpolerte DTM og ulike parametre kan korrelasjonsanalyser utføres, formel 2.16 (Moore and Neal, 2006).

$$r = \frac{n}{n-1} \sum \left( \frac{x_i - \bar{x}}{s_x} \right) \left( \frac{y_i - \bar{y}}{s_y} \right) \quad (2.16)$$

Korrelasjonskoeffisienten  $r$  angir det lineære forholdet mellom to variabler(  $y, x$ ). Om variablene varierer likt vil verdien til  $r$  være nærme 1 eller -1. En verdi nær 0 indikerer at det er lav korrelasjon mellom variablene. Tidligere studier fra interpolasjon av DTM har vist at det er en klar korrelasjon mellom RMSE og helningsgradient (Bater and Coops, 2009) og andre terrengparametere som kurvatur og røffhet (Carlisle, 2005). Sammenhengen mellom nøyaktighet og punktetthet har en inverse eksponentiell sammenheng (Bater and Coops, 2009).

## 2.2.8 Interpolasjon av høydekurver til DTM

Punkttettheten fra FLS-data er under normale forhold relativt like over hele kartleggingsområdet. Digitale høydekurver derimot har en mer irregulær fordeling av punkter, avhengig av topografien til kartleggingsområdet. I områder med høy helnings-gradient er punkttettheten høy, mens i flate områder er punkttettheten lav (Carrara et al., 1997). Dette fører til utfordringer ved interpolasjon til DTM. Carrara m.fl. (1999) har satt opp fem kriterier for kvalitetssjekk av DTM interpolert fra høydekurver.

1. Celler i DTMen som treffer de originale høydekurvene skal ha en verdi som ikke avviker mer enn 5 % av intervallet til høydekurvene.
2. Et område i den interpolerte DTM som er avgrenset av to høydekurver må ha verdier som er innenfor verdiene til høydekurvene.
3. De interpolerte høydene mellom to høydekurver skal være tilnærmet lineært fordelt.
4. I områder med lavt relieff må DTMen ha en realistisk topografi.
5. Interpolasjonsartefakter burde ikke utgjøre mer enn 0.1 % av den interpolerte DTMen.

Kontroll av disse punktene kan gjøres ved å generere høydekurver fra den interpolerte DTMen, og sammenligne med de originale høydekurvene. Punkt 3 kan kontrolleres ved å generere høydeprofiler fra den interpolerte DTMen. Modeller som ikke tilfredsstiller punkt 3 vil gi såkalte terrasse-effekt, som betyr at cellene i DTMen nær en høydekurve får eksakt samme verdi som høydekurven. Spesielt lokale interpolasjonsmetoder som IDW og kriging kan føre til DTM med terrasse-effekt (Burrough and McDonnell, 1998). Nøyaktigheten i den interpolerte DTMen kan også kontrolleres ved å sammenligne knekkpunktene i høydekurvene med verdiene i DTMen (Kaab, 2008). Et problem er da at estimatet ikke er gyldig for områdene mellom høydekurvene. En mulig måte for å simulere nøyaktigheten ved interpolasjon fra høydekurver til en DTM er å starte med DTM og generere høydekurver, for så å interpolere høydekurvene til en DTM. Differansen mellom de to DTMen vil gi informasjon om datatap, og hvilken interpolasjonsmetode som er best egnet for interpolasjon av DTM fra høydekurver.

### 2.2.9 Validering og sammenligning av DTM

LiDAR-data er vektorpunkter, mens DTM er kontinuerlig rasterdata. For å sammenligne vektor og rasterdata kan man benytte GIS-verktøy som henter ut verdiene i rasteret til det overliggende vektorpunktet (Kaab, 2008).

For sammenligning av to DTM kan rasterkalkulering som beregner differansen mellom cellene i de to rastrene brukes. Dette er en vanlig operasjon som er brukt i mange studier (Joerg et al., 2012, Johannesson et al., 2013, Kaab, 2008). For å sammenligne to datasett på vektorpunktformat må punktene interpoleres til et felles punkt for å kunne sammenlignes (Moholdt et al., 2010).

Ved estimering av nøyaktighet i en modell, slik som interpolasjon, er det vanlig å ta et utvalg fra datasettet og bruke det til å teste nøyaktigheten til modellen. Dette kalles validering og metoden kalles resampling (Bater and Coops, 2009). *Kryss-validering* og *Jack-knifing* er to vanlige resamplingsmetoder. Begge metodene utføres ved at ett og ett punkt i valideringssettet utelates fra datasettet og estimeres fra resten av datasettet med modellen. Metoden beregner så avviket mellom den faktiske verdien til punktet og den predikerte verdien fra modellen. *Jack-knifing* beregner bias (formel 2.6) til den predikerte verdien, mens *kryss-validering* beregner avviket mellom den predikerte verdien og den faktiske verdien (Efron and Gong, 1983). En forenkling av disse to metodene er å velge ut en mindre del av datasettet og fjerne det fra datasettet. Valideringsdatasettet kan da sees på som et uavhengig datasett, og kan brukes til å estimere nøyaktighet i modellen. For å bevare integriteten i datasettet burde dette utvalget være ganske lite (1-3 % av datasettet) (Bater and Coops, 2009).

## 2.2.10 Valg av celledørrelse i DTM

Ved bruk av raster som datamodell i GIS er valg av pikselstørrelse, (den romlige oppløsningen til rasteret) viktig for resultatet (Bater and Coops, 2009, Rayburg et al., 2009). Valget av pikselstørrelse er noe det ofte ikke legges stor vekt på, men som man burde ha et bevist forhold til. Det finnes ingen helt perfekt pikselstørrelse for et datasett, men størrelsen burde velges ut ifra egenskapene til datasettet. Prosesseringstid og filstørrelse burde også tas i betraktning ved valg av pikselstørrelse (Hengl, 2006).

Det er flere parametere som påvirker valget av celledørrelse i en DTM; oppløsningen og fordeling i originaldata, nøyaktigheten til originaldata, kompleksiteten til terrenget og størrelsen til de minste objektene man ønsker å kartlegge (Hengl, 2006). For å kunne bevare et objekt i en rastermodell kan Nyquist-Shannon sin sampling-teori for signaler brukes. Teorien sier at for å bevare et signal må sampling-frekvensen være minst dobbelt så stor som perioden til signalet (Shannon, 1949). Hvis man for eksempel ønsker å detektere bresprekker som er 4 m brede eller mer fra en LiDAR-punktsky må punkttettheten være minimum 0.5 pkt/m<sup>2</sup>. Den interpolerte raster-terrengmodellen må ha en celledørrelse på maksimum 2 meter. En annen tilnærming til valg av pikselstørrelse er at oppløsningen burde være dobbelt så stor som avstanden til punktene i det originale datasettet (Hengl, 2006, Maune, 2007). For LiDAR-data vil dette gi en raster med veldig høy oppløsning, (1 meter for datasettet i denne oppgaven).

Høydekurver har en irregulær fordeling av punkter. Ved interpolasjon fra høydekvoter til DTM kan fordelingen av avstanden mellom høydekurvene brukes til å bestemme pikselstørrelsen. Hengl, (2006) foreslår en øvre grense for pikselstørrelse som halvparten av gjennomsnittet til avstanden mellom høydekvotene og en nedre grense ved 95 % kvantilen til fordelingen til avstanden. Dette kan enten beregnes ved geoprosessering eller estimeres kvalitativt ved å se på helningsgradienten i datasettet. Om 95 % av datasettet har en helning under 33° og den vertikale avstand mellom høydekvotene er på 10 meter, så vil 95 % av avstandene være  $10 \text{ m} / \tan 33^\circ \approx 15 \text{ m}$  eller mer (Hengl, 2006).

## 2.3 Terrengparametere, analytisk geometri og bildebehandling

Punktskyer fra FLS med høy romlig oppløsning åpner opp for nye muligheter innen analyse og kvantifisering av terrengmodeller, også kjent som geomorfometri. Denne delen av geografi inneholder teorier fra geometri, bildebehandling og statistikk (Pike et al., 2009).

### 2.3.1 Terrengparametere

Terrengparametre er numeriske verdier som kan utledes fra DTM med matematiske funksjoner eller algoritmer og beskriver egenskaper ved DTM. Siden en digital terrengmodell er en kontinuerlig overflate kan ethvert punkt på overflaten deriveres (Burrough and McDonnell, 1998).

Den førstederiverte av overflaten til en DTM gir plantangenten til overflaten, kjent som helningen. Helningen består av to komponenter: Gradienten som er den maksimale forandringen til plantangenten, og aspektet som er kompassretningen til gradienten (Burrough and McDonnell, 1998).

Den andrederiverte av en kontinuerlig overflate gir kurvaturen, som har to komponenter. Profilkurvatur er kurvaturen langs helningsgradienten, det vil si hvor raskt helningen endrer seg. Plankurvaturen er kurvaturen vinkelrett på helningsgradienten, altså hvor raskt aspektet endrer seg (Burrough and McDonnell, 1998).

Fokal statistikk brukes ofte innen geomorfometri. Metoden beskrives som FOKusert, globAL statistikk. Statistikkparametere for ett og ett punkt i terrengmodellen regnes ut ved at et vindu med størrelse  $m \times n$  beveger seg over rasteret og regner ut statistikk for sentercellen ut ifra verdiene til alle cellene innenfor vinduet.

Røffhet er en terrengparameter som ikke er definert ut ifra én bestemt matematisk funksjon. Parameteren angir røffheten eller teksturen til terrenget. En rekke ulike teknikker eksisterer for å beregne røffheten til DTM. Felles for de fleste metodene er at de implementerer første- og/eller andrederiverte terrengparametere. Ved valg av metode for klassifisering av røffhet er det viktig å reflektere over hva man ønsker å karakterisere med metoden siden ulike geografiske elementer har ulike egenskaper (Cooley, 2013). I denne oppgaven er metoden Vector Ruggedness Measure (VRM) brukt (Sappington et al., 2007). Dette er en metode som

utnytter forandringen i overflatenormalen innenfor et nabolag til å estimere røffheten. Dette regnes ut ved å ta kvadratsummen av overflatenormalen i X, Y og Z retning. Denne verdien deles deretter på antall celler i nabolaget, og verdien trekkes fra 1. Siden overflatevektorene er normalisert vil verdien ligge mellom 0 og 1. Desto høyere verdi desto høyere er røffheten.

$$VRM = 1 - \frac{r}{n} \quad (2.16) \quad r = \sqrt{(\sum x)^2 + (\sum y)^2 + (\sum z)^2} \quad (2.17)$$

Fordelen ved denne metoden er at bratte områder med lav røffhet ikke får en høy røffhetsverdi. Dette er tilfellet for mange andre metoder for å beregne røffhet (Sappington et al., 2007).

### 2.3.2 Analytisk geometri

Analytisk geometri er en gren innenfor matematikk som kombinerer algebra og geometri. Dette gir flere nyttige verktøy for flerdimensjonal matematisk analyse som kan benyttes for LiDAR-data (Neuhauser, 2004).

#### *Eigenvektorer og eigenverdi*

En eigenvektor er en vektor  $v$  som når den multipliseres med en matrise  $A$  gir en vektor som er lik originalvektoren skalert med verdien  $\lambda$ , kalt eigenverdien, formel 2.18.

$$Av = \lambda v \quad (2.18)$$

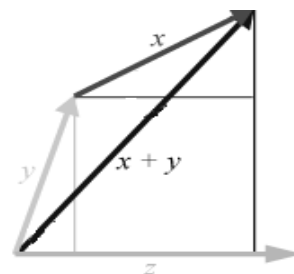
Eigenverdiene utregnes ved å sette  $\lambda$  inn i diagonalen til matrisen  $A$ , og løse matrisen som en andregradslikning. De to løsningene for likningen er de to eigenverdiene,  $\lambda_1$  og  $\lambda_2$ . Hver eigenverdi har en eigenvektor som kan regnes ut ved å erstatte  $\lambda$  med  $\lambda_1$  eller  $\lambda_2$  og løse likningssystemet.

#### *Indreprodukt (skalarprodukt)*

Det indre produktet av to vektorer er definert i formel 2.19

$$x \cdot y = \sum_{i=1}^n x_i y_i \quad (2.19)$$

Der  $x$  og  $y$  er to vektorer med lik dimensjon. For hver dimensjon multipliseres elementene i vektorene og summeres samme, figur 2.13.



Figur 2.13: Indreprodukt av to vektorer  $x$  og  $y$ . Ref: <http://rqgravity.net/IntroductionToVectorSpace>

Vinkelen som dannes mellom vektorene  $x$  og  $y$  kan også regnes ut ved å først normalisere vektorene. Vektornormalisering gjøres ved at hvert element i vektoren divideres med lengden til vektoren. Lengden til en vektor er definert i formel 2.20

$$\|x\| = \sqrt{x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2} \quad (2.20)$$

Vinkelen mellom vektorene kan så beregnes, formell 2.21. Vinkelen  $\theta$  er det samme som innfallsvinkelen mellom to vektorer. Dette er brukt for å beregne vinkelen mellom laservektorer og overflatenormalen (Lutz et al., 2003).

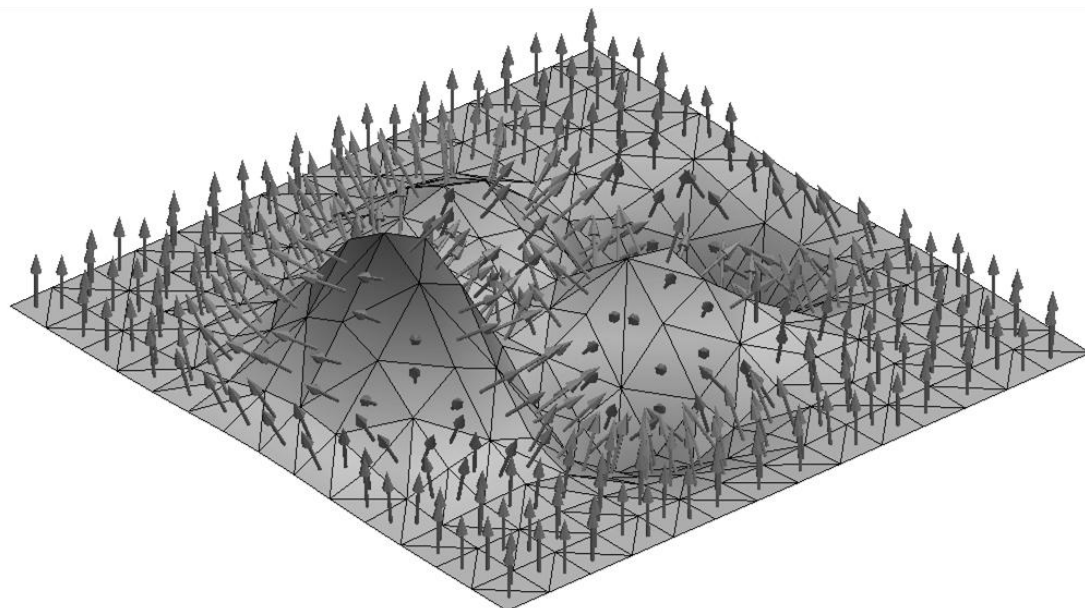
$$\cos \theta = \frac{x \cdot y}{\|x\| \|y\|} \quad (2.21)$$

### Overflatenormal

En overflatenormal er en vektor som står vinkelrett på en flate, figur 2.14. For en kontinuerlig flate kan et tangentplan beregnes som den førstederiverte i et hvert punkt P. Hvis  $\vec{v}$  og  $\vec{u}$  er to vektorer som står vinkelrett på hverandre i planet, så vil kryssproduktet av disse to vektorene gi en vektor  $\vec{n}$  som står vinkelrett på selve planet.

Fra en DTM kan overflatenormalen i x, y, z-retning beregnes med formlene i 2.23. Merk at aspektet må starte ”klokken tre” og gå mot klokka om formlene i 2.23 skal være gyldige.

$$z = 1 * \cos(\alpha) \quad x = xy * \sin(\beta) \quad y = xy * \cos(\beta) \quad xy = 1 * \sin(\alpha) \quad (2.23)$$



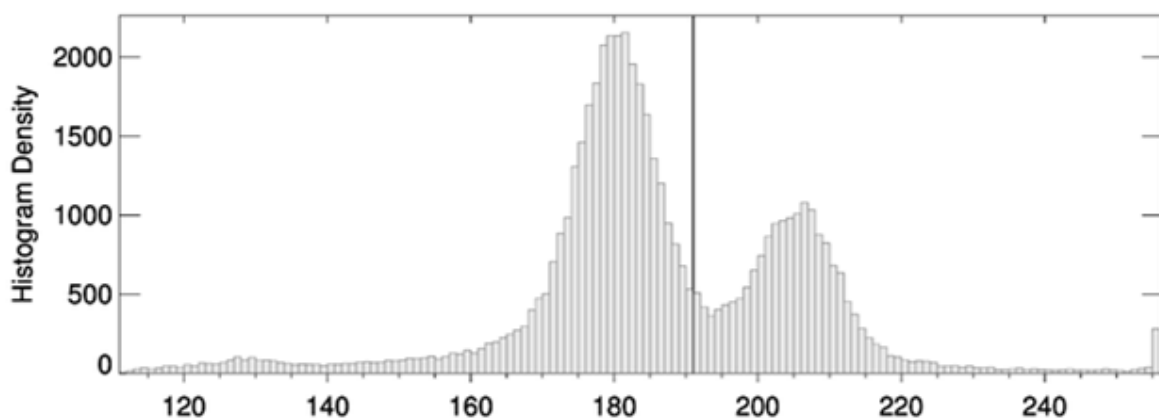
2.14: Illustrasjon av overflatenormalen til rutene i en DTM. Ref: [http://www.mathworks.com/matlabcentral/figure\\_files/23063/2/normalVectors.png](http://www.mathworks.com/matlabcentral/figure_files/23063/2/normalVectors.png)



### 2.3.3 Bildebehandlingsteknikker

#### *Histogramterskling*

For å segmentere bilder som består av flere objekter/populasjoner kan man bruke histogrammet til intensiteten i bildet. Otsus metode er en tersklingsmetode for å finne de(n) mest optimale terskelverdien, figur 2.15. Metoden er iterativ og tester alle mulige segmenteringsverdier for å finne den verdien der variansen mellom klassene er størst mulig. For den optimale verdien vil avstanden mellom middelveien til klassene være størst og variansen innad i klassene minst (Gonzalez and Woods, 2008).

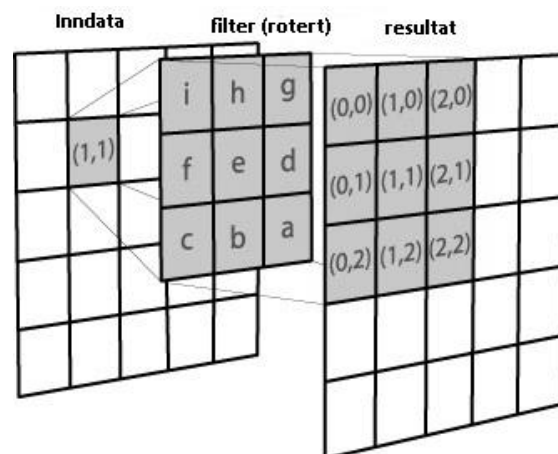


2.15: Histogram for et bilde med to populasjoner. 8-bits verdi langs x-aksen, antall pikseel langs y-aksen. Terskelverdi fra Otsus metode er markert ved ca 190. ref:

[http://www.idlcoyote.com/code\\_tips/otsu\\_threshold\\_3.png](http://www.idlcoyote.com/code_tips/otsu_threshold_3.png)

#### *Konvulsjon*

Konvulsjon er en lineær filtreringsmetode for grid-data, figur 2.16. Et filter med størrelse  $m \times n$  flyttes over hele datasettet og multipliseres med verdiene i cellene ”under” filteret. Det finnes en rekke ulike filtre for ulike formål. I denne oppgaven er Sobel-filteret brukt, figur 4.6. Konvulsjon med Sobel-filteret gir den deriverte overflaten til inndataen som resultat (Gonzalez and Woods, 2008).



2.16: Konvulsjon illustrert. Et filter flyttes over inndataen og multipliseres med verdiene under filteret. Ref: [http://www.songho.ca/dsp/convolution/files/conv2d\\_matrix.jpg](http://www.songho.ca/dsp/convolution/files/conv2d_matrix.jpg)

### 3. Studieområde og datasett

Ved valg av hvilken isbre som skulle brukes som studieområde ble tre kriterier satt for å kunne svare på problemstillingene i prosjektbeskrivelsen.

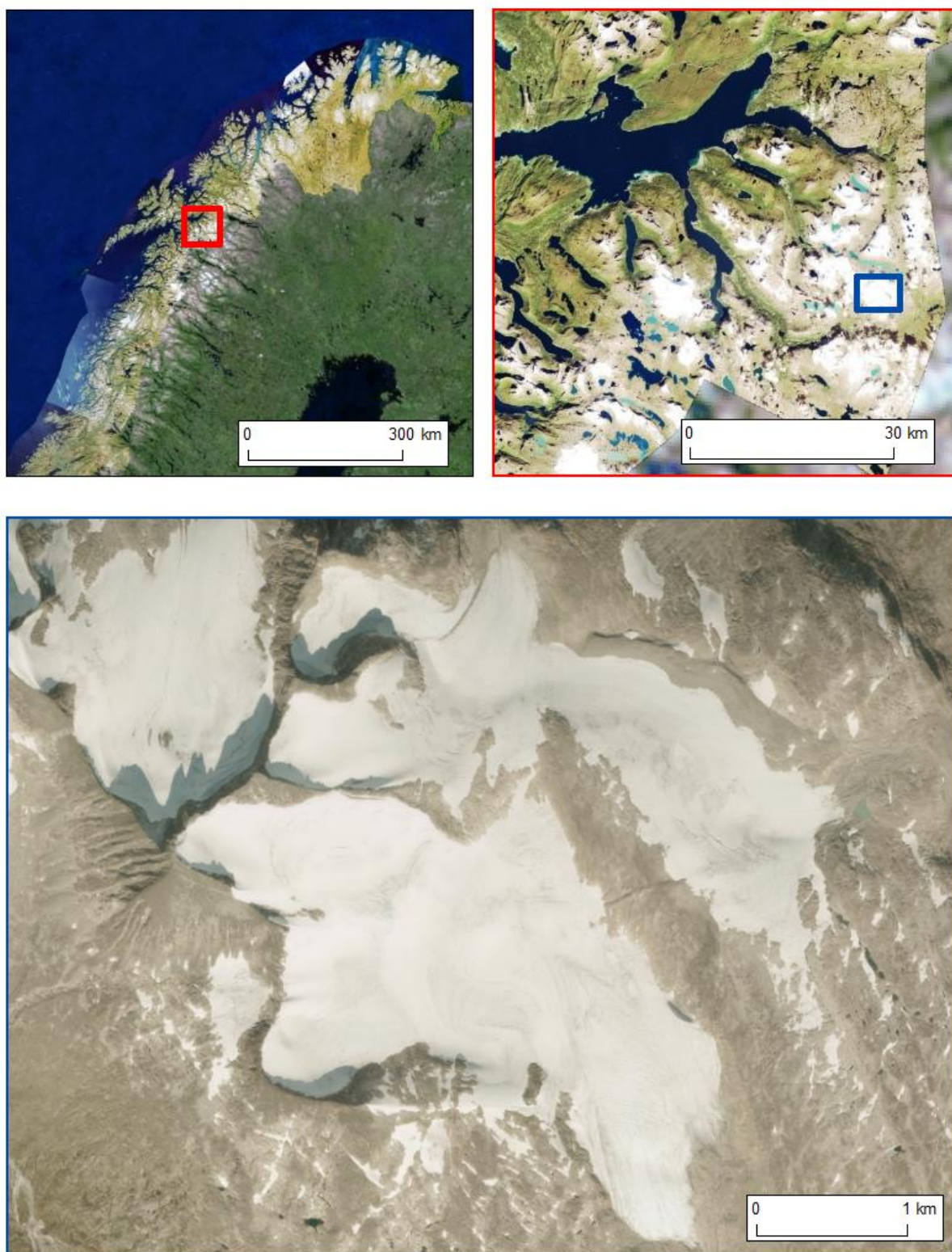
- 1) Data fra flybåren laserskanning av breen måtte eksistere.
- 2) Det måtte eksistere digital terrengdata fra andre datakilder, som for eksempel digitaliserte høydekurver eller terrengmodeller.
- 3) Breene må ha en variert topografi med ulike typer breoverflate (snødekke, is, bresprekker, løsmassedekke).

Storsteinsfjellbreen i Narvik, Nordland oppfylte alle disse kravene og ble derfor valgt som studieområde, figur 3.1.

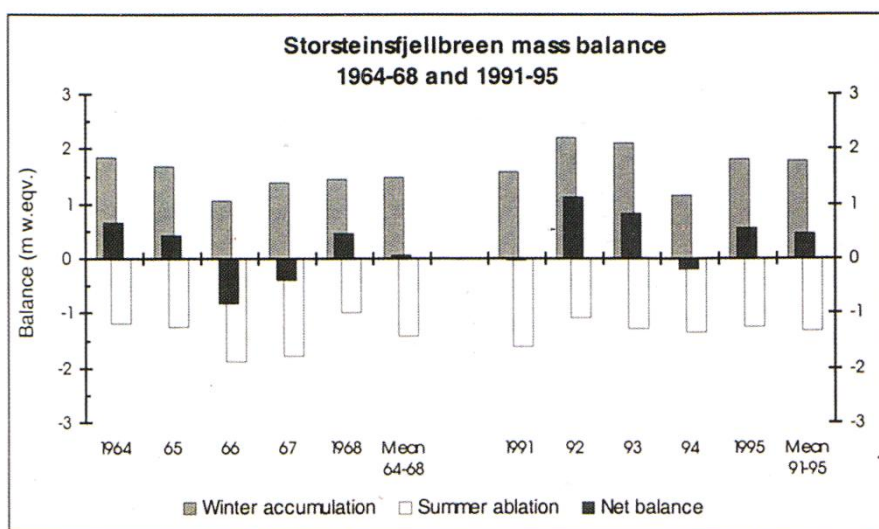
#### 3.1 Studieområde

##### 3.1.1 Storsteinsfjellbreen

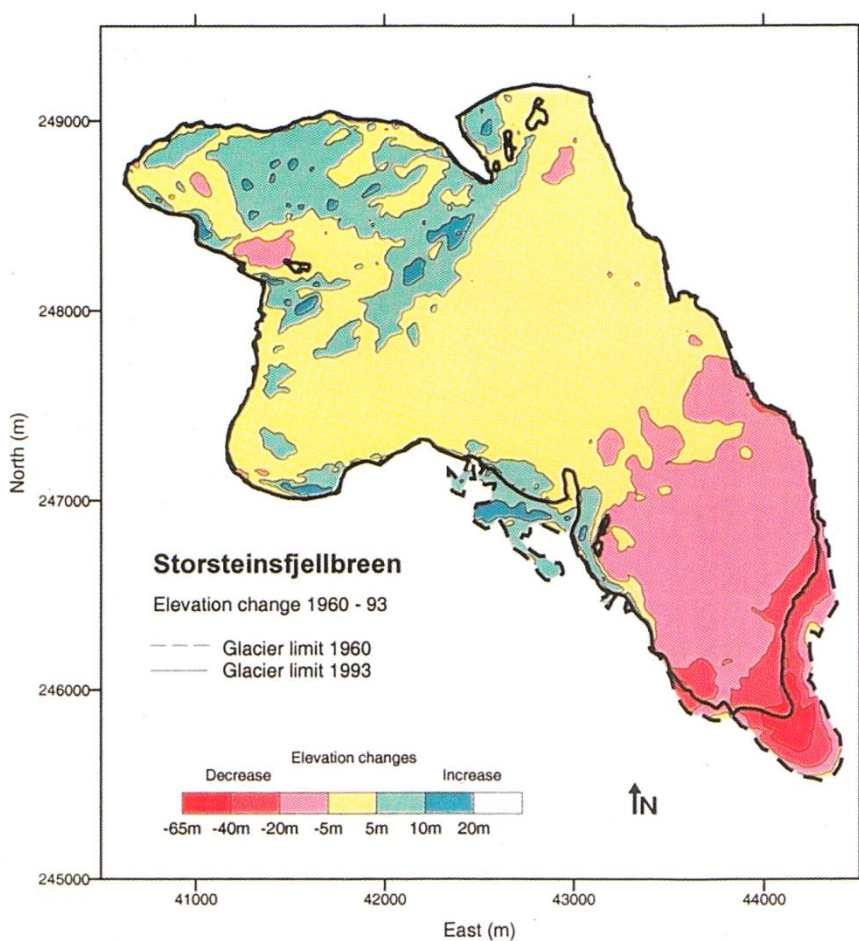
Storsteinsfjellbreen (68.22° N, 17.90° Ø) ligger ved Storsteinsfjellet i Norddalen, ca 30 km sørøst for Narvik by. Breen er Norges 28. største bre og har et areal på 12 km<sup>2</sup> (2007). Breen er klassifisert som en hovedbre av NVE. Det vil si at breen består av flere breenheter som har ulike dreneringsområder, og er delt på isskiller (Andreassen et al., 2012b). I denne rapporten er det blitt fokusert på det sørlige breområdet (NVE breID 675). Dette kommer av at det er kun på denne delen av Storsteinsfjellbreen det finnes data fra både FLS og digitaliserte høydekurver. Det er også på denne delen av breen NVE har utført massebalansemålinger. Massebalansemålingene har blitt utført i to perioder. 1964-68 og 1991-95, figur 3.2. Massebalansemålingene fra de to periodene på 1960 og 1990-tallet ga begge en positiv kumulativ massebalanse på henholdsvis 0.3 m vann ekvivalent (v. ek.) og 2.3 m v. ek. Massebalansemålingene ble utført i forbindelse med utbyggingen av Skjomen vannkraftverk på starten av 1970-tallet (Andreassen et al., 2000). NVE har også utført frontposisjonsmålinger på breen fra 2007 – 2013. Området har også blitt kartlagt i detalj i 1963 og 1990 (Kjøllmoen and Østrem, 1997). Disse kartene har senere blitt brukt for å beregne volumforandring på breen, figur 3.3 (Andreassen et al., 2000). Videre i oppgaven vil ”Storsteinsfjellbreen” eller ”breen” referere til den sørlige delen av Storsteinsfjellbreen som beskrevet over.



*Figur 3.1 Oversikt over studieområdet for oppgaven. Storsteinsfjellbreen er den sørlige breen i det nederste bildet. Fotodato: 2010-08-18. Bilder er hentet fra [www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no).*



Figur 3.2 Massebalansemålinger på Storsteinsfjellbreen 1964 – 68 og 1991 – 95. y-akse meter v. ek. Grå søyler: vinterbalanse. Hvite søyler: sommerbalanse. Sorte søyler: netto balanse (Andreassen et al., 2000).

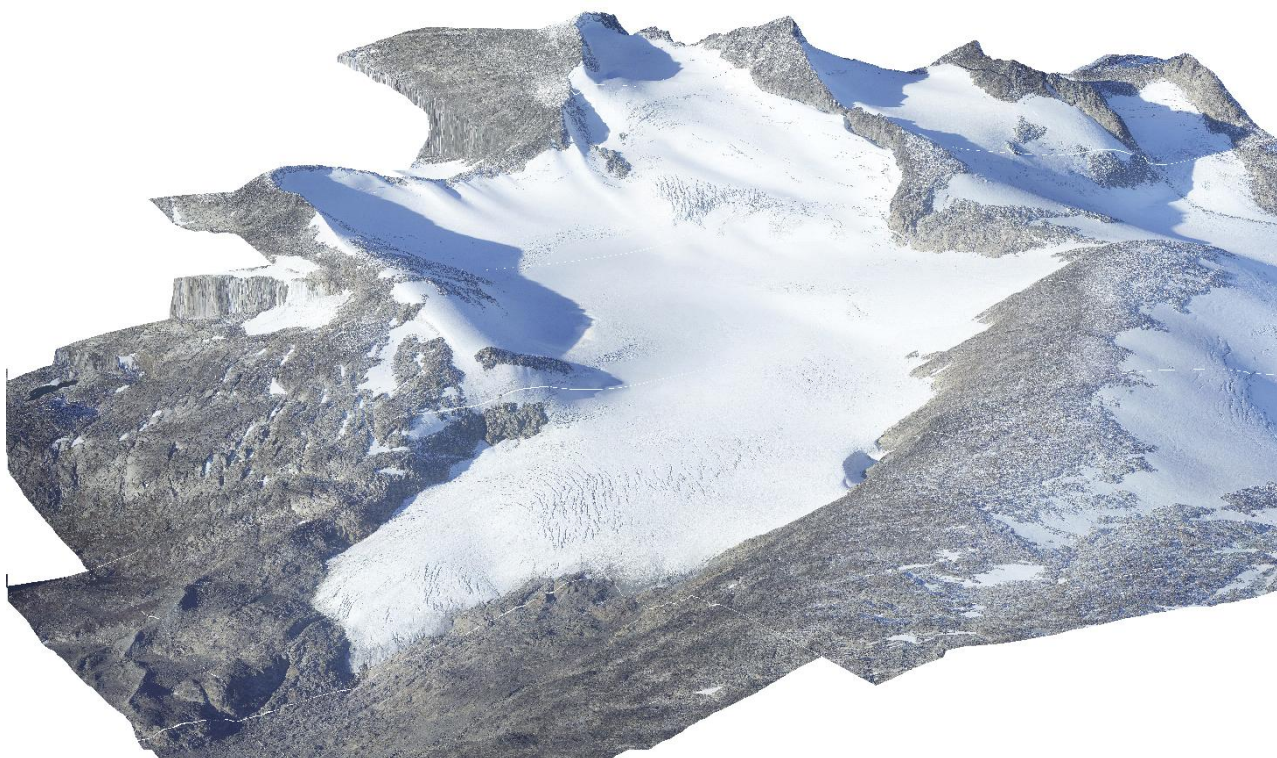


Figur 3.3: Høydeforandring på Storsteinsfjellbreen 1960 - 1993. Gjennomsnittlig forandring -2.7 m v. ek. (Andreassen et al., 2000).



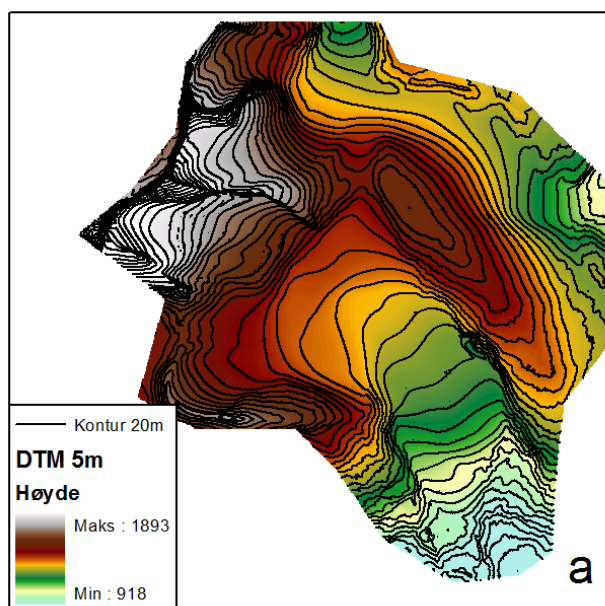
### 3.1.2 Områdebeskrivelse

Breen i studieområdet har et areal på 6.0km<sup>2</sup>, og strekker seg fra 1017 til 1862 moh., basert på Landsat satellittbilde fra 08.20.2001. Breen har en gjennomsnittlig helning på 12° og et aspekt mot sørøst (Andreassen et al., 2012b). Storsteinsfjellbreen er en kontinental isbre med et tørt og kaldt klima (Andreassen et al., 2000). For kartfigurer av helningsgradient, aspekt, terrengskygge og høydekurver av breen se figur 3.5. Den øvre delen av breen ligger i en botn under Storsteinsfjellet, og er karakterisert ved høy helningsgradient og mange bresprekker. Den midtre delen av breen fra 1200 – 1500 moh. utgjør 70 % av brearealet (Andreassen et al., 2000). Dette området har vesentlig lavere helningsgradient og færre bresprekker. Den nederste delen av breen er en typisk utløpsbre med moderat helningsgradient og områder med bresprekker. Likevektslinjen til breen er ved ca 1300 moh.(Andreassen et al., 2000). Breen har trukket seg tilbake 1 km siden den maksimale utstrekningen under den lille istiden. Endemorener fra den maksimale utstrekningen er fortsatt synlige, figur 3.4 DTM fra flyfoto fra 1960 og 1993 viser at brefronten hadde trukket seg tilbake 390 meter i denne perioden, noe som hadde ført til et stort massetap ved brefronten. I områder over 1400 moh. hadde derimot breen økt massen. Det totale massetapet i denne perioden var -2.7 m v. ek. eller nesten -0.1 m v. ek. per år (Andreassen et al., 2000).

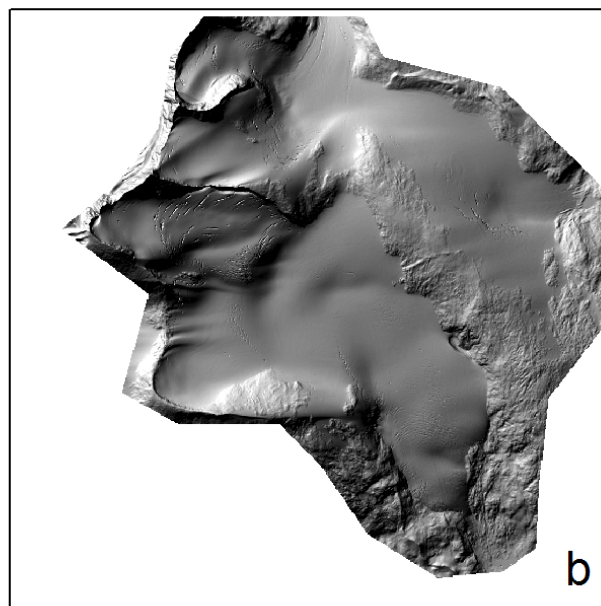


*Figur 3.4 3D scene av Storsteinsfjellbreen, sett fra sørøst mot nordvest. Ortofoto er generert fra flyfoto som ble tatt samtidig som FLS.. DTM interpolert fra LiDAR-dataen er brukt som høydegrunnlag*

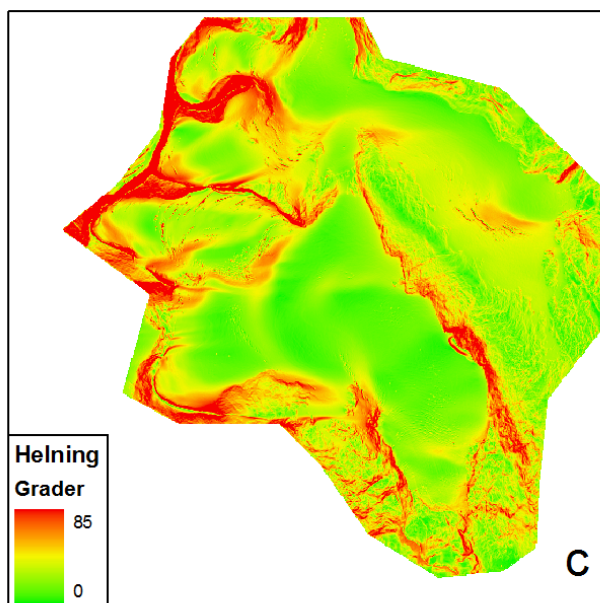
DTM med høydekurver



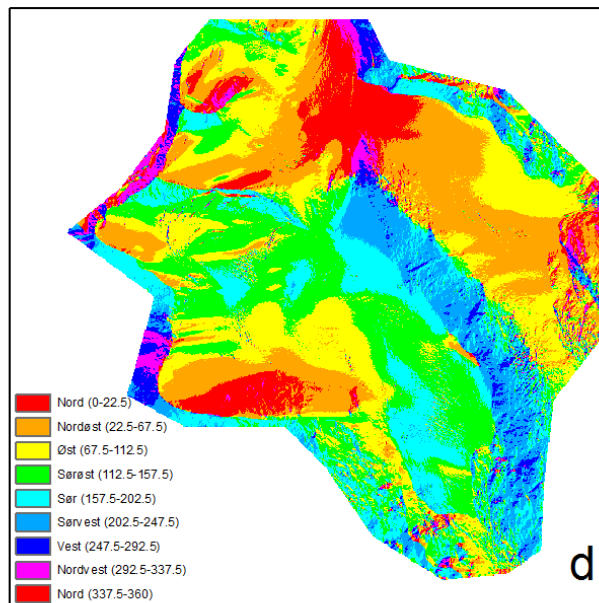
Terrenkskyggekart



Helningsgradient



Aspekt



0 2 km

Figur 3.5 For alle kartene er en DTM med 5 m oppløsning interpolert fra LiDAR-data brukt som grunnlag a: DTM med høydekurver lagt over, 20m intervall mellom høydekurvene. b: terrenkskyggekart, c: helningsgradient, d: aspektkart med 8 klasser.

## 3.2 Datasett

### 3.2.1 Data fra flybåren laserskanning

Den flybårne laserskanningen av Storsteinsfjellbreen ble utført av Terratec AS på oppdrag fra NVE (Terratec, 2011). Datainnsamlingen ble gjort 2. oktober 2010. Kartleggingen ble utført med tre overflygninger av undersøkelsesområdet og tok ca 30 minutter totalt.

Førstegangs dataprosessering (generering av LAS-filer) ble gjort av leverandør (Terratec).

Tekniske parametere fra datainnsamlingen finnes i tabell 3.1.

*Tabell 3.1: Tekniske parametere fra flybåren laserskanning av Storsteinsfjellbreen (Terratec, 2011).*

Parameter	
Plattform	Fly
Flyhøyde	Ca 3000 m.o.t
Flyhastighet	70 m/s
Punkttetthet (pkt/m <sup>2</sup> )	0.5
Lasersensor	Leica ALS50 SNR 99 phase 2
LiDAR bølgelengde	1064 nm
Skannerfrekvens	81 100 Hz
Skannevinkel	±20°
Laser-fotavtrykk (diamater)	Ca 70cm
Forventet nøyaktighet	40cm horisontalt, 15cm vertikalt
Horisontalt datum	Euref89 sone 33
Vertikalt datum	NN54

Merk: Vertikal høyde er transformert fra ellipsoidisk til ortometrisk høyde med geoidemodell Href2007b fra Statens Kartverk.

Følgende dataen ble levert fra leverandøren:

- **Punktdata**, LAS 1.2 format, LIDAR rådata.
- **Punktdata**, ASCII format, Gridmodell, 10 mx10 m oppløsning.
- **Ortofoto**, ECW format, 20cm oppløsning.
- **Brekant**. ESRI SHP format. Manuelt digitalisert fra ortofoto.
- **Trajectory-filer**. TRJ format. (levert på forespørsel).
- **Flylogg** CSV format, (levert på forespørsel).

### 3.2.2 LAS-filer

LiDAR-dataen fra laserskanningen ble levert på LAS 1.2 format. Dette er et offentlig filformat for utveksling av 3-dimensjonale punktskyer. XYZ-punktene i LAS-filer genereres ved å kombinere data fra de ulike komponentene i laserskanning-systemet (GPS, IMU og LIDAR), dette er gjort av leverandøren.

*Tabell 3.3: LAS-filer for Storsteinsfjellbreen. Antall punkter totalt, antall 1. retur, antall 2. retur, antall 3. retur og punkttetthet (pkt).*

Filnavn	Antall	1. retur	2.	3.	pkt
pt16	49031	49031	0	0	2.0
pt17	22567	22565	2	0	2.4
pt24	89773	89752	21	0	2.5
pt25	474007	473970	37	0	1.5
pt26	385713	385700	13	0	1.3
pt33	53122	53103	19	0	1.9
pt34	358148	358028	120	0	1.5
pt35	777740	777358	380	2	1.1
pt36	741847	741604	243	0	1.2
pt37	390053	390050	3	0	1.6
pt38	10984	10984	0	0	1.8
pt44	295425	295016	408	1	1.7
pt45	813401	812082	1313	6	1.1
Pt46	612309	612085	223	1	1.3
pt47	556393	556361	32	0	1.3
pt48	847110	846988	121	1	1.1
pt49	141902	141902	0	0	1.2
pt55	197171	196235	931	5	1.7
pt56	644995	644107	880	8	1.2
pt57	767549	766922	622	5	1.1
pt58	648663	648562	101	0	1.2
pt59	340702	340653	49	0	1.7
pt60	33745	33745	0	0	1.7
pt67	523983	522954	1026	3	1.3
pt68	300663	300549	114	0	1.7
pt69	223938	223938	0	0	1.8
pt70	58327	58327	0	0	2.0
<b>Sum</b>	<b>10359261</b>	<b>10352571</b>	<b>6658</b>	<b>32</b>	<b>1.6</b>

*Tabell 3.2: Parameter i LAS-filene som er brukt i oppgaven.*

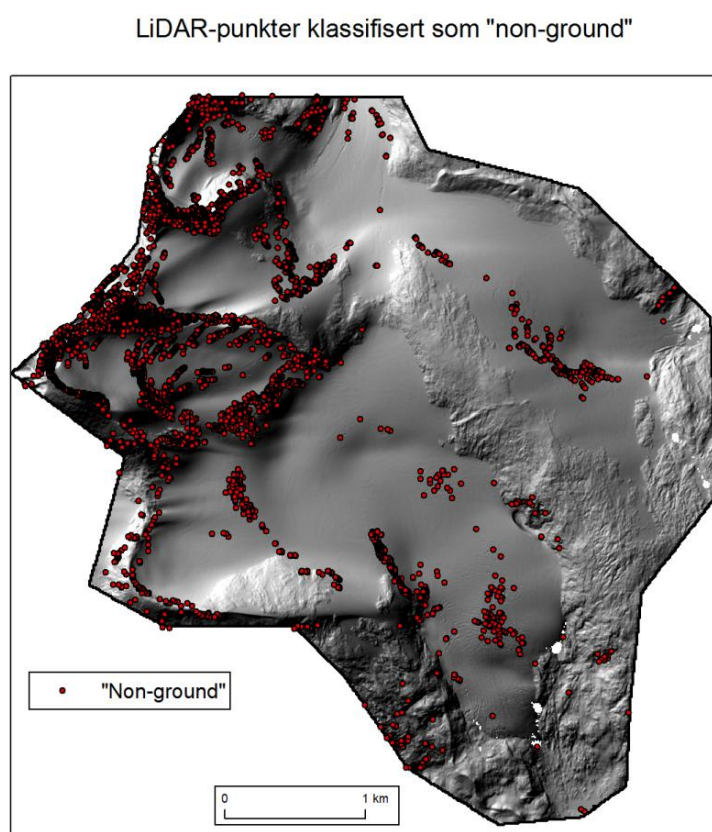
Parameter	Enhet
X	meter (Euref89)
Y	meter (Euref89)
Z	meter (NN54)
Intensitet	8-bit (0-255)
Retur nr	1-4
Skannvinkel	+90 til -90 (venstre til høyre)
Klasse	1 ("Non-ground") eller 2 ("ground")
GPS tid	Uke tid, sekunder

LAS-formatet er utviklet av The American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS). Formålet med LAS-standarden er et felles, og spesialtilpasset filformat som gjør utveksling av LiDAR-data mellom ulike brukergrupper enklere. LAS er et binært filformat, for å gjøre datamengden minst mulig og prosesseringstiden kort (ASPRS, 2009). LAS-filene består av en topp tekst med generell informasjon, og punktdata med faste parametre. Tabell 3.2 gir en oversikt over hvilke parametre i LAS-filene som ble brukt i dette prosjektet. For mer informasjon om LAS 1.2 formatet og komplett filstruktur se (ASPRS, 2008).



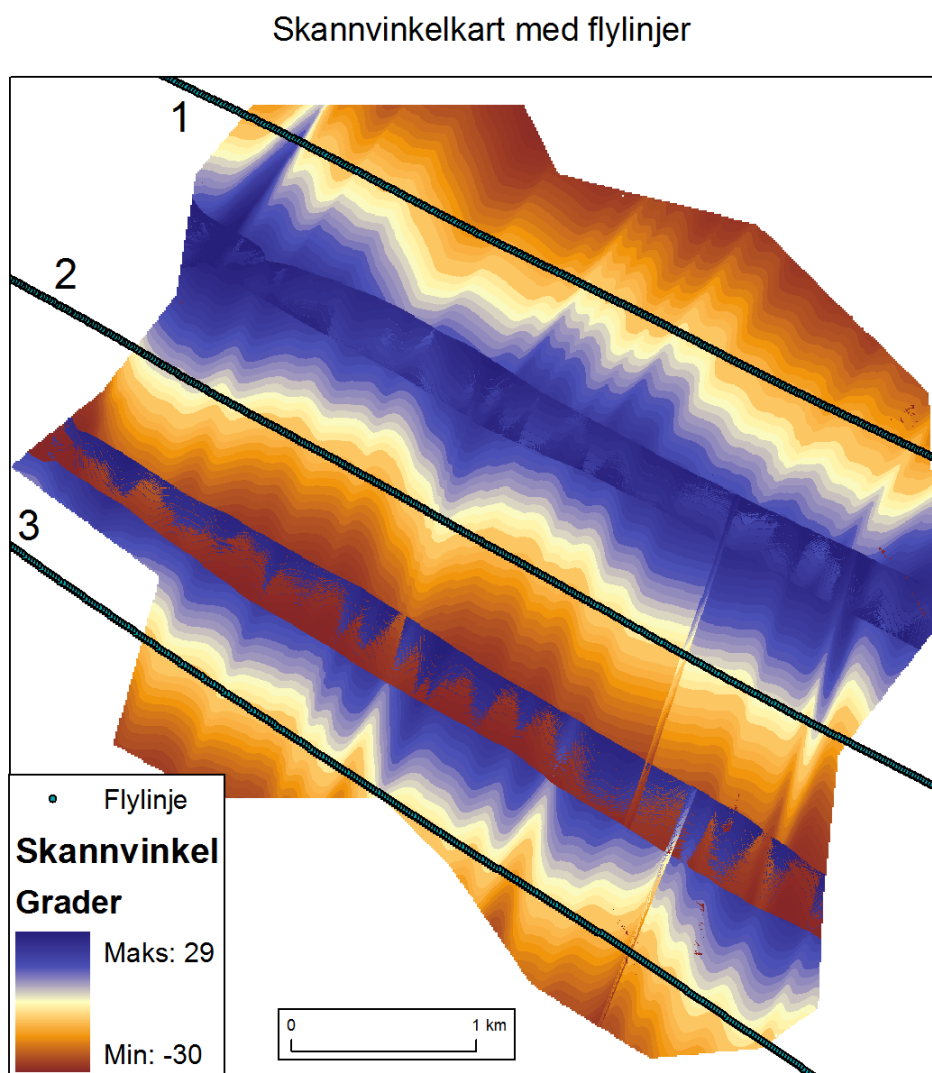
Dataen fra laserskanningen var fordelt på 26 LAS-filer. Filene inneholdt totalt 10 359 261 punkter. Punkttettheten og antall punkter varierte fra fil til fil, tabell 3.3. Den gjennomsnittlige punktavstanden for alle LAS-filene normalisert med alle punktene var 1.66 m, som tilsvarer 0.6 pkt p/m<sup>2</sup>. Dette er noe tettere enn oppgitt fra leverandøren. Dette kommer av dobbel punkttetthet i områdene hvor laserskanning fra to flystriper overlapper hverandre, figur 5.1. Overlappingen var på ca 10% per stripe. NVE leverte en polygonmaske til leverandøren over kartleggingsområdet de ønsket. All data fra datainnsamlingen som var utenfor dette området ble fjernet av leverandøren under førstegangs dataprosessering.

Som man ser av tabell 3.3 så var de alle fleste punktene i LAS-filene 1. retur punkter. 2. retur punkter utgjør kun 6658 punkter, som tilsvarer 0.06 % av alle punktene. 3. retur utgjør kun 32 punkter. Dette tyder på at kartleggingsområdet inneholdt svært få områder med høy røffhet, som f.eks. høy vegetasjon. Ved generering av LAS-filer klassifiseres LiDAR-punktene som ”ground” eller ”non-ground”. Det er kun 6742 punkter som har blitt klassifisert som ”non-ground” i LAS-filene. Ved kontroll viste det seg at disse punktene var alle 2. og 3. retur punktene og 52 1. retur punkter. Ved inspeksjon av punktene som var klassifisert som ”non-ground” viste det seg at de fleste av disse punktene på breen var i områder med bresprekker. Utenfor breen var ”non-ground” punktene lokalisert i områder med høy helningsgradient, figur 3.6.



*Figur 3.6: LiDAR-punkter klassifisert som "non-ground". Totalt 6658 punkter. Terrenskyggekart er brukt som bakgrunn.*

Kart over skannvinkelen i LiDAR-punktene kan brukes til å illustrere flyforholdene under datainnsamlingen. Under en perfekt flygning vil skannvinkel lik  $0^\circ$  ligge rett under flylinjene og skannvinkelen vil danne en jevn gradient vinkelrett på flyretningen (gitt et flatt landskap). Som man ser av figur 3.7 fluktuerer skannvinkelen i LiDAR-punktene veldig. Det ble bekreftet fra leverandør at det var krevende forhold under datainnsamlingen med kraftig vind. Dette fører til at flyet får små rotasjon rundt en akse langs flyretningen, dette kalles roll. Dette fører ikke nødvendigvis til lavere kvalitet på dataen, men dersom det er små avvik i tidssynkronisering mellom IMU-enheten og LiDAR-instrumentet kan dette gi store avvik i LiDAR-punktene (Latypov, 2002).



*Figur 3.7: Kart over skannvinkel i LiDAR-punktene. Verdiene er gjennomsnittet av alle LiDAR-punktene innenfor hver 5x5 m celle. Flylinjene er illustrert som punktlinjer i nordøst - sørvest retning. Nummer på flylinjene er angitt for referering til flylinjer senere i oppgaven.*

### 3.2.3 Ortofoto

Flyfoto ble tatt samtidig som FLS og prosessert til ortofoto av leverandøren. Figur 3.4 viser ortofotoet fra datainnsamlingen i en 3D-scene der en DTM med 5 meter oppløsning interpolert fra LiDAR-punktene med invers avstandsvektning er brukt som høydegrunnlag. Som man ser av bildet så er det et tynt snølag i områdene over ca 1200 moh. Dette har trolig falt tett på tidspunktet for datainnsamlingen.

### 3.2.4 Trajectory-filer

Data med flyets posisjon under datainnsamlingen blir lagret i såkalte trajectory-filer. Posisjonen lagres som XYZ-punkter, og har en tidsoppløsning på 0.25 sekunder. Filene er lagret på binært format, og er generert av leverandøren i programmet TerraScan. For mer informasjon om parametere og filstrukturen til trajectory-filene se: (TerraSolid, 2010)

### 3.2.5 Digitaliserte høydekurver

Kart over Storsteinsfjellbreen har blitt generert fra flyfoto ved to tidspunkter: 1963 og 1990.

Kartet fra 1960 ble fotografert med en oppløsning på 1:30 000 og intervallet på høydekurvene er 10 meter (Kjøllmoen and Østrem, 1997). Kartet har blitt produsert med en analog stereo-plotter. Dette kartet har blitt skannet og georeferert.

Høydekurvene har så blitt digitalisert som vektorlinjer. Hvordan alle disse operasjonene har påvirket nøyaktigheten til det endelige produktet (høydekurvene) er ikke kjent. Det er derfor vanskelig å anslå en nøyaktighet for høydekurvene. NVE oppgir en nøyaktighet på 1.3-2.7 m v. ek. for beregninger av volumforandring fra flyfoto (Andreassen et al., 2002).



*Figur 3.8: Flyfoto av Storsteinsfjellbreen 10. september 1993. Hvit pil indikerer nord (Kjøllmoen and Østrem, 1997).*

Kartet fra 1993 ble generert fra flyfoto med 1:30 000 oppløsning, figur 5.8. En digital stereo-plotter ble brukt til å generere en DTM fra flyfotografiene. Kartet har en oppløsning på 1:10 000 og konturintervall på 10 meter. Nøyaktigheten i kartet er oppgitt til å være bedre enn 40cm horisontalt, og 25cm vertikalt (Kjøllmoen and Østrem, 1997).

### 3.3 Programvare

Ved valg av hvilke programvare som skulle brukes i oppgaven var det et poeng at programmene burde være tilgjengelig hos NVE nå, eller være gratis eller rimelige.

**ArcGIS** fra ESRI ble brukt til så å si all databehandling, geografisk analyse og framstilling av alle kart. Versjon 9.3 og 10.0 har blitt brukt om hverandre.

**Matlab** fra MathWorks har blitt brukt til matematisk analyse av rasterfiler da disse operasjonene ikke var mulige i ArcGIS. Matlab har også blitt brukt til å lese binære data som LAS og TRJ-filer.

**FUSION** er et gratis program for prosessering av LiDAR-data. Programmet er utviklet av Rober J. McGaughey ved det Amerikanske landbruksdepartementet (USDA, 2013).

Programmet er på kun 7 mb og er veldig raskt. Programmet har en mengde funksjoner for LiDAR-prosessering som ikke finnes i ArcGIS sin programpakke. I denne oppgaven er programmet brukt til å tynne ut LAS-filer til en spesifikk punkttetthet, og for å generere et valideringsdatasett. Det er også brukt for å generere statistikk fra LAS-filene.

**Python** har blitt brukt til scripting i ArcGIS for å automatisere prosesser og for å dokumentere hva som har blitt gjort i ArcGIS.

**C** har blitt brukt i et spesifikt tilfelle som programmeringsspråk. Dette ble gjort siden et eksisterende program for korreksjon av LiDAR-data brukte dette språket.

**Minitab** ble brukt til å beregne korrelasjon mellom ulike avvik i valideringsdatasettet.

## 4. Metode

Oppgaven og metodekapittelet består av fem deler.

1. Inspeksjon, behandling og estimering av nøyaktighet i DTM fra LiDAR data.
2. Inspeksjon, behandling og estimering av nøyaktighet i DTM fra høydekurvedata.
3. Estimering av volum forandring og nøyaktighet mellom DTM fra LiDAR og høydekurver, og hvilke faktorer som påvirker resultatet .
4. Korreksjon av intensitetsverdier i LiDAR-data og segmentering av breoverflaten.
5. Automatisk deteksjon av bresprekker i DTM fra LiDAR-data.

Formålet med de to første punktene var å finne ut hvilke interpolasjonsmetoder som egnet seg best for interpolere henholdsvis LiDAR-data og høydekurver, og å estimere nøyaktigheten til DTMene. En metode for å estimere røffhet i DTM ble også utviklet for å sammenligne DTM fra LiDAR-data og høydekurver. Informasjonen fra punkt 1 og 2 ble så brukt i punkt 3 for å beregne volumforandringen på breen fra 1993 til 2010, og angi nøyaktigheten for estimatet. Punkt 4 ble utført for å se på potensialet for å bruke intensitetsverdiene i LiDAR-dataen til å segmentere breoverflaten. Til slutt ble det forsøkt å utvikle en metode for å automatisk kartlegge bresprekker i DTM interpolert fra LiDAR-data ved hjelp av egenvektorer.

### 4.1 LiDAR-data

For LiDAR-data ble det først gjort en sjekk av datasettet før DTM ble interpolert med ulike interpolasjonsmetoder og oppløsninger. Nøyaktigheten i DTMene ble så testet med et valideringsdatasett som bestod av LiDAR-punkter som ble utelukket fra interpolasjonen.

#### 4.1.1 Datainnspeksjon

For å bli kjent med LiDAR-dataen ble de originale LAS-filene importert i programmet ArcMap. Her blir dataen lagret som multipunkt-objekter. Fra datasettet ble en DTM med 5 m oppløsning interpolert med invers avstandsvektning. Fra denne DTMen ble det generert terrengparameterkart for helningsgradient og aspekt. Terrengskyggekart og høydekurver ble også generert fra denne DTMen. Disse kartene gir til sammen en god visualisering av datasettet. Dette er nyttig for å få innsikt i egenskapene til datasettet for å senere forstå

hvordan ulike parametere påvirker modeller som baserer seg på DTM. Kart over helningsgradient, aspekt, kurvatur, terrengskygge og DTM med konturer er vist i figur 3.3

Kart over romlig fordeling av punkttetthet i datasettet kan lages ved å bruke en metode som teller antall unike punkter innenfor hver celle i en raster. Et slikt kart gir informasjon om flere ting: Områdene der to flystriper overlapper hverandre kan lett identifiseres som områder langs flyretningen med dobbel så høy punkttetthet som normalt. Områder der flyet har rotert rundt en tenkt akse vinkelrett på flyretningen, kalt pitch, kan også identifiseres i et kart over punkttetthet. Disse områdene er synlig som linjer vinkelrett på flyretningen med høyere/lavere tetthet av punkter etterfulgt av områder med gradvis lavere/høyere tetthet, avhengig av om flyet har ”pitchet” oppover eller nedover. Et slikt kart kan også brukes til å identifisere områder der LiDAR-punkter ikke har blitt registrert, figur 5.1.

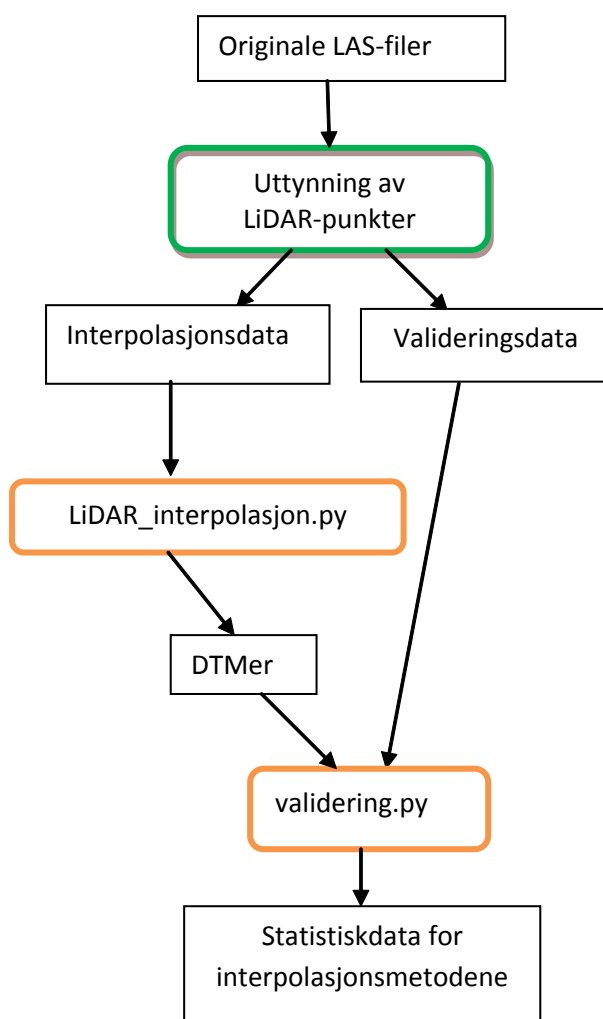
#### **4.1.2 Interpolasjon av DTM fra LiDAR-punkter**

Første del av prosjektet gikk ut på å teste hvordan ulike interpolasjonsmetoder og celledørrelser påvirker nøyaktigheten til DTM interpolert fra LiDAR-punkter. Prosessen er illustrert i flytskjemaet i figur 4.1

De originale LiDAR-dataen var fordelt på 26 LAS-filer. Siden datasettet har dobbel punkttetthet i overlappingsområdene mellom to flylinjer ble programmet FUSION brukt til å tynne ut LAS-filene til en fast punkttetthet på 0.5 punkt per m<sup>2</sup>. Et valideringsdatasett ble også lagd med FUSION ved å tynne ut det originale datasettet til 0.015 punkt per m<sup>2</sup>. Dette skulle i teorien utgjøre 3 % av datasettet. Begge disse datasettene ble importert til ArcMap. Punktene i valideringsdatasettet ble så fjernet fra det uttynnede datasettet for at punktene i valideringsdatasettet ikke skulle påvirke resultatet av interpolasjonen. Samme metode er tidligere brukt for å validere interpolasjon av DTM (Bater and Coops, 2009).

Fra punktene i interpolasjonsdatasettet ble det interpolert DTM med fire ulike interpolasjonsmetoder: invers avstandsvektning, naturlig nabo, ANUDEM (topo to raster) og spline-interpolasjon. Dette ble gjort med et python-scriptet *LiDAR\_interpolasjon.py*. For invers avstandsvektning, naturlig nabo og ANUDEM ble det interpolert DTM med 10, 5 og 2 meter oppløsning. For spline-interpolasjon ble det kun lagd DTM med 10 meter oppløsning siden prosesseringstiden ble for lang med høyere oppløsning. Det ble også forsøkt å bruke kriging, men dette lot seg ikke gjennomføre med et så stort datasett og den tilgjengelige maskinvaren.

De interpolerte DTMene ble så validert ved å ta ut verdiene i DTMene til vektorpunktene i valideringsdatasettet. Dette ble gjort i python-scriptet *validering.py*. Dette scriptet regnet også ut RMSE, gjennomsnittlig avvik, median avvik, maks avvik og 95 % kvantil. Denne kvantilen ble brukt siden fordeling til avviket ikke er normalfordelt, men har en klar positiv skjevhet (Höhle and Höhle, 2009). Til slutt ble det utførte en korrelasjonsanalyse mellom RMSE og helningsgradient, RMSE og punkttetthet og helningsgradient og punkttetthet.



Figur 4.1 Flytskjema for behandling, interpolasjon og validering av LiDAR-data. Grønn boks: FUSION, Orange boks: python-script.



## 4.2 Interpolasjon av høydekurver

Siden DTM fra LiDAR-data skulle sammenlignes med DTM interpolert fra høydekurver ble en test av ulike metoder for interpolering av DTM fra høydekurver utført.

Interpolasjonsmetodene som ble undersøkt var: invers avstandsvektning, naturlig nabo, spline-interpolasjon, kriging og ANUDEM. Siden kun ANUDEM kan bruke vektorlinjer som inndata ble knekkpunktene i høydekurvene konvertert til vektorpunkter og brukt som inndata i alle interpolasjonsmetodene.

For interpolasjon av DTM fra høydekurver ble det gjort en kvalitativ og en kvantitativ sjekk av interpolasjonsmetodene ut ifra noen av kriteriene framsatt i (Carrara et al., 1997). For å teste de ulike interpolasjonsmetodene ble det generert høydeprofiler langs et flatt område i datasettet. Dette ble gjort for å detektere interpolasjonsartefakter (terrasseeffekt).

Som en kvantitativ estimering av nøyaktighet og datatap ved generering av høydekurver ble en data-simulering utført. En DTM fra statens kartverk over studieområdet ble brukt som basis. Fra denne DTMen ble det generert høydekurver. Disse høydekurvene ble så brukt til å interpolere tilbake til DTM. For å teste nøyaktigheten i de interpolerte DTMen ble den originale DTMen trukket ifra de interpolerte DTMen med rasterkalkulering. Det gjennomsnittlige avviket ble så beregnet fra resultat fra rasterkalkulering. Simuleringen og høydeprofilene ble brukt til å bestemme hvilken interpolasjonsmetode som egnet seg best for å interpolere DTM fra høydekurver.

Absolutt nøyaktighet i de interpolerte DTMen måtte også beregnes for å kunne gi et estimat på den totale nøyaktigheten når volumforandringen på breen skulle beregnes. Dette ble gjort ved å ekstrahere verdiene i DTMen interpolert fra høydekurver til valideringsdatasettet som ble brukt til å validere DTMen fra LiDAR-data. Siden høydene på breen er variable ble kun punkter som lå utenfor breen i både 1993 og 2010 DTMen valgt. Dette utgjorde ca. 35 000 punkter fra valideringsdatasettet. Avviket mellom LiDAR-punktene og DTMen fra høydekurver ble så brukt til å beregne RMSE.



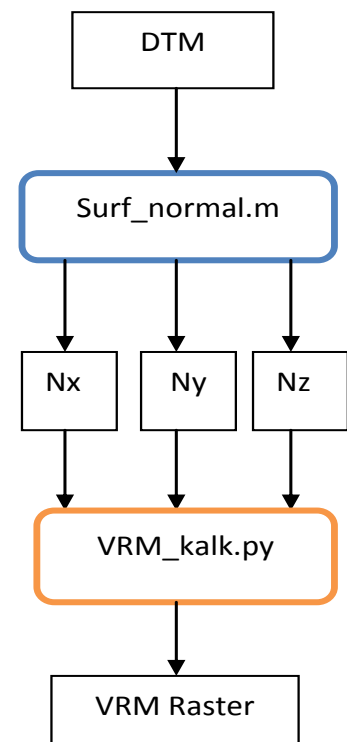
## 4.3 Volumforandring og sammenligning av LiDAR og høydekurve DTM

For å sammenligne DTM interpolert fra LiDAR-data og høydekurver ble en metode kalt Vector Ruggedness Measurement (VRM) brukt (Sappington et al., 2007). Metoden utnytter overflatenormalen i DTM til å beregne røffheten til overflaten. Fordelen til denne metoden er at den ikke klassifiserer glatte og bratte overflater som røffe. Dette er et punkt hvor mange andre metoder for å beregne røffhet kommer til kort, figur 4.3.

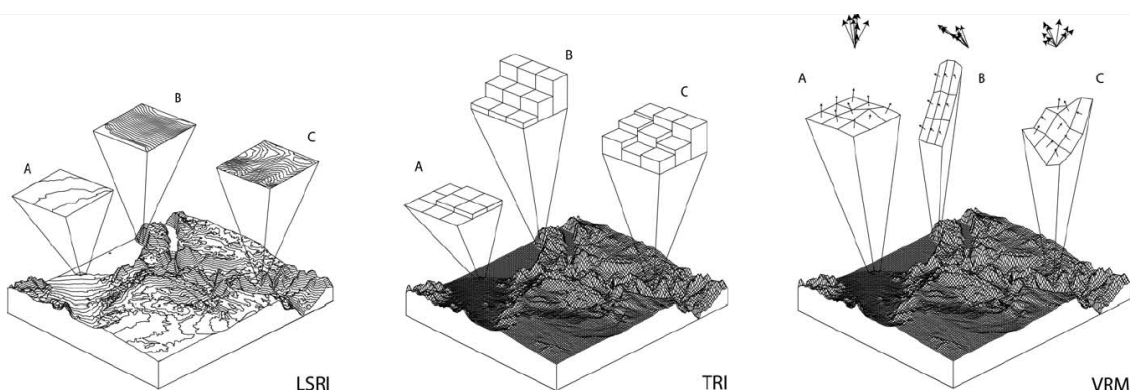
Implementasjonen av metoden er illustrert i flytskjemaet i figur 3.2. DTM ble interpolert fra enten LiDAR-data eller høydekurver. Matlab-scriptet *Surface\_normal.m* ble så brukt til å beregne overflatenormalen i X, Y og Z-planet, appendiks 1.4. Disse rasterene ble så importert i ArcMap, og python-scriptet

*VRM\_kalk.py*, (appendiks 1.6) ble så brukt til å beregne VRM verdien for hver rute i kartleggingsområdet. Teorien bak fremgangsmåten i *VRM\_kalk.py* er beskrevet i kapittel

### 2.3.1



Figur 4.2 Flytskjema for implementering av VRM. *Surface\_norm.m* og *VRM\_kalk.py* finnes i appendiks 1.6



Figur 4.3: Ulike metoder for klassifisering av røffhet. Venstre: Land Surface Ruggedness Index (LSRI) bruker lengden til høydekurvene innenfor filteret. Midten:: Terrain Ruggedness Index (TRI) bruker summen av høydeforandring innenfor filteret. Høyre: Vector Ruggedness measurement (VRM) bruker overflatenormalen innenfor filteret (Sappington et al., 2007).

Fra de interpolerte DTMen fra LiDAR-data og høydekurver ble volumforandring beregnet med rasterkalkulering. DTMen ble ”snappet” under generering så hjørnene i rutene sammenfalt. Dette ble gjort siden ArcMap bruker en simpel nærmeste nabo interpolering når rasterkalkulering utføres. Om dette ikke gjøres kan interpoleringen påvirke resultatet. En polygonmaske over breen ble brukt for å kun beregne høydeforandringen på breen. Gjennomsnittshøyden i de ulike DTMen ble beregnet og sammenlignet for å finne mulige årsaker til at ulike oppløsninger ga ulik forandring i høyde.

For DTM fra høydekurver ble det undersøkt om interpolasjonsartefakter langs høydekurvene kan føre til en bias i forhold til oppløsning i DTMen.

For LiDAR-DTM ble det gjort et forsøk på å estimere hvor mye LiDAR-punkter fra bresprekker påvirker de interpolerte DTMen. En hydrologisk metode i ArcGIS ble brukt for å fylle igjen alle depresjoner (bresprekker) i DTMen. Det ble så beregnet hvor mye dette påvirket den gjennomsnittlige høyden i DTMen ved ulike oppløsninger.

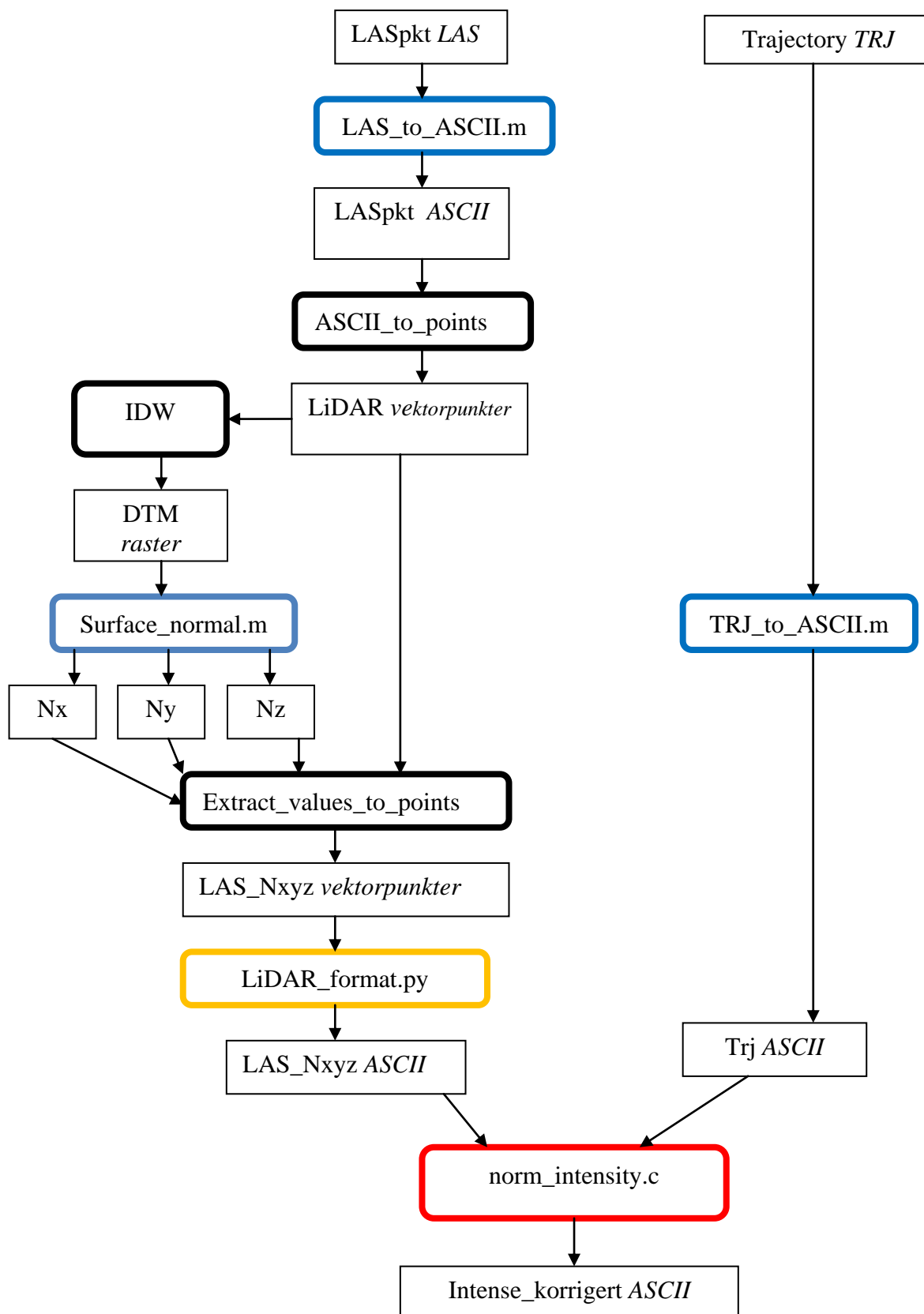
## 4.4 Korreksjon av intensitet i LiDAR-data

Motivasjonen for å korrigere og bruke intensitetsverdiene fra LiDAR-dataen er å segmentere breen i ulike klasser ut ifra verdien til intensiteten i retursignalene. De ulike klassene var snø, firn, is og blå is/bresprekker. Intensitetsverdiene er avhengig av flyhøyden, innfallsvinkel og den atmosfærisk attenuasjonen og reflektansen til overflaten. Målet var å lage en modell som korrigerer for effekten av disse faktorene så intensitetsverdiene i LiDAR-punktene kun gjenspeiler reflektansen til overflaten i punktene. En modell ble lagd for å beregne avstanden mellom flyet og LiDAR-punktene og innfallsvinkelen mellom laservektorene og overflaten. For flytskjema over modellen se figur 4.4.

Utgangspunktet for modellen er programmet *norm\_intensity.c* utviklet av Luzum m. fl. (2004), appendiks 1.1. Programmet korrigerer intensiteten i LiDAR-punktene for effekten av avstanden mellom flyet og LiDAR-punktene. Programmet er skrevet i programmeringsspråket C, som er kjent som et raskt programmeringsspråk, og egner seg derfor godt for behandling av store datamengder. Programmet tar to ASCII-filer som inndata: LiDAR-punkter med XYZ-posisjon GPS-tid og intensitet for alle punktene, og en trajectory-fil (flyets rute) med flyets XYZ-posisjon og GPS-tid for flygningen.

### 4.4.1 Konvertering fra binære filer til ASCII filer

Både LAS-filer og trajectory-filer er på binært format. For at *norm\_intensity.c* skal kunne lese dataen må filene konverteres til ASCII-format. For LAS-filer finnes det flere programmer som gjør dette, men siden inndata til *norm\_intensity.c* må ha et bestemt format ble Matlab-scriptet *LAS\_to\_ASCII.m* utviklet, appendiks 1.2. Matlab har funksjonalitet for å lese binære filer, men for å konvertere binære data må man kjenne strukturen til de binære filene og datatypen til parametrene som skal konverteres. For LAS-filer er filstrukturen oppgitt i ASPRS sine spesifikasjonsdokumenter (ASPRS, 2008). Matlab-scriptet *TRJ\_to\_ASCII.m* ble utviklet til å konvertere trajectory-filene til ASCII-filer, appendiks 1.3. De binære trajectory-filene er lagd i programmet TerraScan. Strukturen til de binære filene fra TerraScan er oppgitt i brukermanualen til programmet (TerraSolid, 2010).



Figur 4.4 Flytskjema over modell for korreksjon av intensitetsverdier i LiDAR-punkter. Svarte bokser med tynn linje: inn og ut filer, filtype angitt i kursiv. Avrundede bokser med tykk linje, verktøy eller programmer/script. Svart: ArcGIS verktøy, Blå: Matlab-script, Oransje: Python-script. Rød: C-program.

#### 4.4.2 Implementering av korreksjon for avstand

GPS-tiden lagres som en parameter for hvert LiDAR-punkt i LAS-filene. Flyets posisjon og GPS-tid lagres i trajectory-filer for flygningen. Fra LAS- og trajectory-filene vet man altså eksakt når et hvert LiDAR-punkt ble målt og hvor flyet var til en hver tid. Tiden måles med det samme GPS-instrumentet, derfor kan GPS-tiden brukes til å koble hvert LiDAR-punkt til flyets posisjon da punktet ble registrert. Avstanden mellom LiDAR-punkter og flyposisjon kan så beregnes, formel 4.1

$$r = \sqrt{(x_f - x_l)^2 + (y_f - y_l)^2 + (z_f - z_l)^2} \quad (4.1)$$

$r$  er avstanden mellom flyet og LiDAR-punktet,  $(x_l, y_l, z_l)$  er koordinatene til LiDAR-punktet og  $(x_f, y_f, z_f)$  er koordinatene til flyet ved tidspunktet LiDAR-punktet ble målt. Intensiteten korrigeres så for avstanden med formell 2.10. Referansehøyden er satt til 2250 meter i korreksjonsmodellen. Referansehøyden er beregnet ved å ta maksimal flyhøyde – maksimal terrenghøyde.

#### 4.4.3 Implementering av korreksjon for innfallsvinkel

Den originale versjonen av *norm\_intensity.c* korrigerer kun for effekten av avstanden mellom flyet og LiDAR-punktene. Innfallsvinkelen mellom laserstrålen og overflatenormalen påvirker intensitetsverdien med et cosinusforhold mellom innfallsvinkelen og intensiteten, formel 2.10. Siden kartleggingsområdet har alpin topografi er det store områder med høy helningsgradient, der effekten av innfallsvinkelen på intensitetsverdiene er betydelig. Korreksjon for innfallsvinkelen ble derfor implementert i *norm\_intensity.c*. Kodelinjene som er lagt til *norm\_intensity.c* for å implementere korreksjon for innfallsvinkel er markert med uthevet skrift i koden i appendiks 1.1

Skalarproduktet til overflatenormalen og vektoren til laserstrålen ble brukt for å beregne innfallsvinkelen. Laserstrålen kan framstilles som en vektor der X, Y og Z-komponentene er forandringen i X, Y og Z-planet fra flyet til LiDAR-punktene, formel 4.2.

$$\text{Laservektor} = [X, Y, Z] \quad X = x_f - x_l \quad Y = y_f - y_l \quad Z = z_f - z_l \quad (4.2)$$

For at skalarproduktet skal gi vinkelen mellom laservektoren og overflatenormalen må laservektoren normaliseres. Det gjøres ved at hver komponent i laservektoren divideres med lengden til vektoren fra formel 4.1.

Overflatenormalen i kartleggingsområdet ble beregnet fra en DTM interpolert fra LiDAR-punktene. Matlab-scriptet *surface\_norm.m* beregnet overflatenormalen i DTMen i X, Y og Z-retning. Dette gjøres ved å implementere formlene i 2.23, og gir de tre raster filene Nx, Ny og Nz som resultat, figur 4.4. For å overføre verdiene i Nx, Ny og Nz til LiDAR-punktene ble ASCII-filen fra *LAS\_to\_ASCII.m* importert til ArcMAP som vektorpunkter. Et ArcGIS verktøy for å hente ut rasterverdier til vektorpunkter ble så brukt for å gi LiDAR-punktene verdier for overflatenormalen i X, Y og Z-retning. Python-scriptet *LiDAR\_format.py* ble deretter utviklet for å endre formatet på ASCII-filene som ArcMap gir som utdata ved konvertering fra vektorpunkter til ASCII-filer, appendiks 1.5. Dette ble gjort siden ArcMap sitt konverteringsverktøy fra vektor til ASCII er veldig rigid hva angår formatet til ASCII-filene. *LiDAR\_format.py* sorterte også dataen i ASCII-filen etter GPS-tid siden dette var nødvendig for at *norm\_intensity.c* skulle fungere. Resultatet av *LiDAR\_format.py* var en ASCII-fil som for hvert LiDAR-punkt inneholdt GPS-tid, X, Y, Z, intensitet, Nx, Ny og Nz. Denne filen samt de konverterte trajectory-filene ble brukt som inndata i *norm\_intensity..c*

#### 4.4.4 Implementering av korleksjon for atmosfærisk attenuasjon

Effekten av den atmosfæriske attenuasjonen på intensitetsverdiene er gitt i formel 2.11. For å kunne korrigere for denne effekten er man avhengig av å beregne attenuasjonskoeffisienten (AK) ved datainnsamlingen. AK er avhengig av bølgelengden til signalet, luftfuktigheten, sikten/skydekket og aerosol-innholdet i atmosfæren. Bølgelengden til signalet er kjent (1064nm). Luftfuktigheten ble hentet fra Narvik værstasjon som ligger 30 km fra kartleggingsområdet. Visibiliteten ble anslått ut ifra flyfotet fra datainnsamlingen og kartleggingsområdets geografiske plassering. Aerosol-innholdet ble satt til ruralt, som er den klassen med lavest innhold av aerosoler. Det finnes flere modeller for å beregne AK, men alle modellene som var tilgjengelig krevde lisens for å brukes. Isteden ble en tabell brukt til å estimere AK (Lund, 1997). En kontroll av verdien fra tabellen ble gjort mot NASA sitt tidsseriekart over aerosol-innhold beregnet fra MODIS-data (NASA, 2013). Dette ga en AK på 0.2 db/km. Til sammenligning brukte Höfle m. fl. (2007) en attenuasjon koeffisient på 0.15db/km for korleksjon av LiDAR-data fra FLS av Hintereisfernerbreen i Østerrike.

Ved kjøring av *norm\_intensity.c* ble ulike parametere i korleksjonsmodellen testet ut for å finne ut hvilken kombinasjon som gir det beste resultatet. Resultatet av *norm\_intensity.c* er

en ASCII-fil med X,Y og korrigert intensitet. Denne filen ble importert til ArcMap som vektorpunkter. Et verktøy ble så brukt for å interpolere punktene til en raster med 5 meter oppløsning. Det ble brukt en enkel interpoleringsmetode som tar alle punktene innenfor hver celle i rasteret og beregner gjennomsnittsverdien av intensitetsverdien til punktene. Rasteret ble så undersøkt, og til slutt klassifisert i de ulike klassene snø, firn, is og blå is/bresprekker.

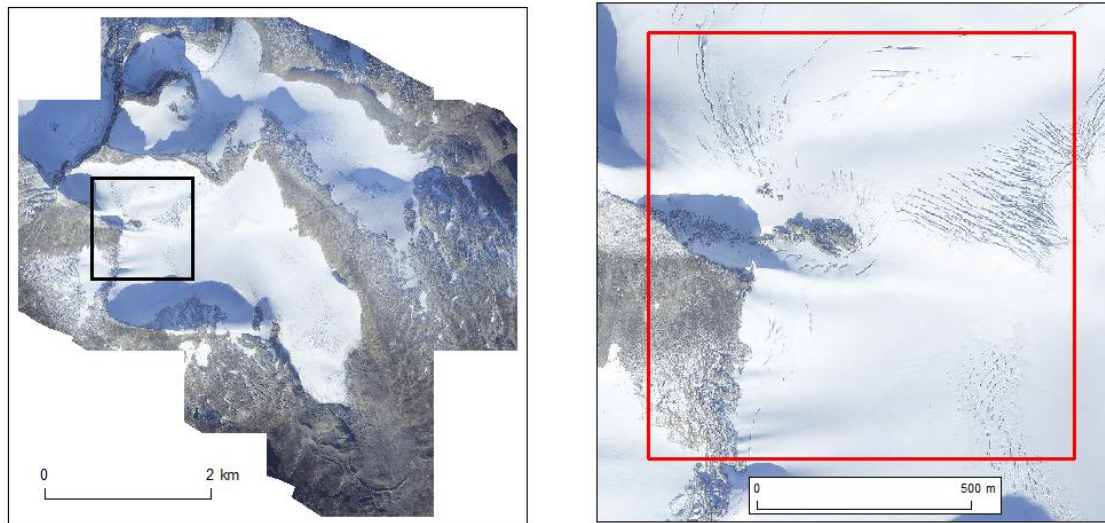
## 4.5 Automatisk deteksjon av bresprekker

Den høye romlige oppløsningen til LiDAR-punktene fra FLS gjør det mulig å kartlegge små objekter i interpolerte DTM. Objektene som skal detekteres må ha et areal som er fire ganger større enn den romlige oppløsningen til terrengmodellen. For avlange objekter som bresprekker må oppløsningen i DTMen være halvparten av tverrsnitt til objektet, som i praksis er bredden til bresprekkene.

Motivasjonen for å utvikle en metode for automatisk kartlegging av bresprekker er todelt. Ved gjentatte FLSer av en isbre kan kart over bresprekker brukes til å beregne hastigheten til breen om man kan lokalisere den samme bresprekken i begge kartene. Bresprekker gir også nyttig informasjon om dynamikken til breen. Økning eller reduksjon av antall bresprekker og sprekkelområder på breen kan tyde på at bredynamikken endrer seg (Benn and Evans, 2010). Kartlegging av bresprekker er også samfunnsnyttige siden bresprekker utgjør en fare for brevandrerne.

For å teste en modell for deteksjon av bresprekker ble et mindre område på Storsteinsfjellbreen valgt ut, figur 4.5. Området ligger på rundt 1300 moh., og har partier med helningsgradient over 30 grader. Området har bresprekker som går både på langs og på tvers av breen. At sprekkene har forskjellig orientering er nyttig med tanke på å teste at metoden kan detektere sprekker i alle retninger i planet.

## Område for automatisk deteksjon av bresprekker



Figur 4.5: Oversikt over området for test av metoden for automatisk deteksjon av bresprekker til venstre. Området er markert med rød firkant i bildet til høyre

### 4.5.1 Implementasjon av modellen

Grunnlaget for modellen er en metode utviklet av Jóhannesson m. fl. (2011). Metoden bruker egenvektorer og egenverdier som blir beregnet fra andrederiverte DTM til å detektere bresprekker. Metoden detekterer bresprekkene ved terskling av egenverdiene, og angir retningen til sprekkene ved hjelp av tilhørende egenvektorer. Implementeringen av modellen er illustrert som et flytskjema i figur 4.8. LAS-filer ble importert i ArcMap som vektorpunkter. Disse vektorpunktene ble brukt til å interpolere en DTM. Prosessering av DTMen blir utført i Matlab-scriptet *Eigen.m*, appendiks 1.7. Konvulsjon med Sobel-filtrene i figur 4.6 brukes for å beregne den andrederiverte av DTMen i fire ulike kombinasjoner: XX, XY, YX og YY.

$$X = \begin{bmatrix} 1 & 0 & -1 \\ 2 & 0 & -2 \\ 1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad Y = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix}$$

Figur 4.6 Sobel filter for konvulsjon av DTM. Resultatet er den deriverte overflaten den originale DTMen. Filteret til venstre for derivasjon i X-retning, filteret til høyre for Y-retning



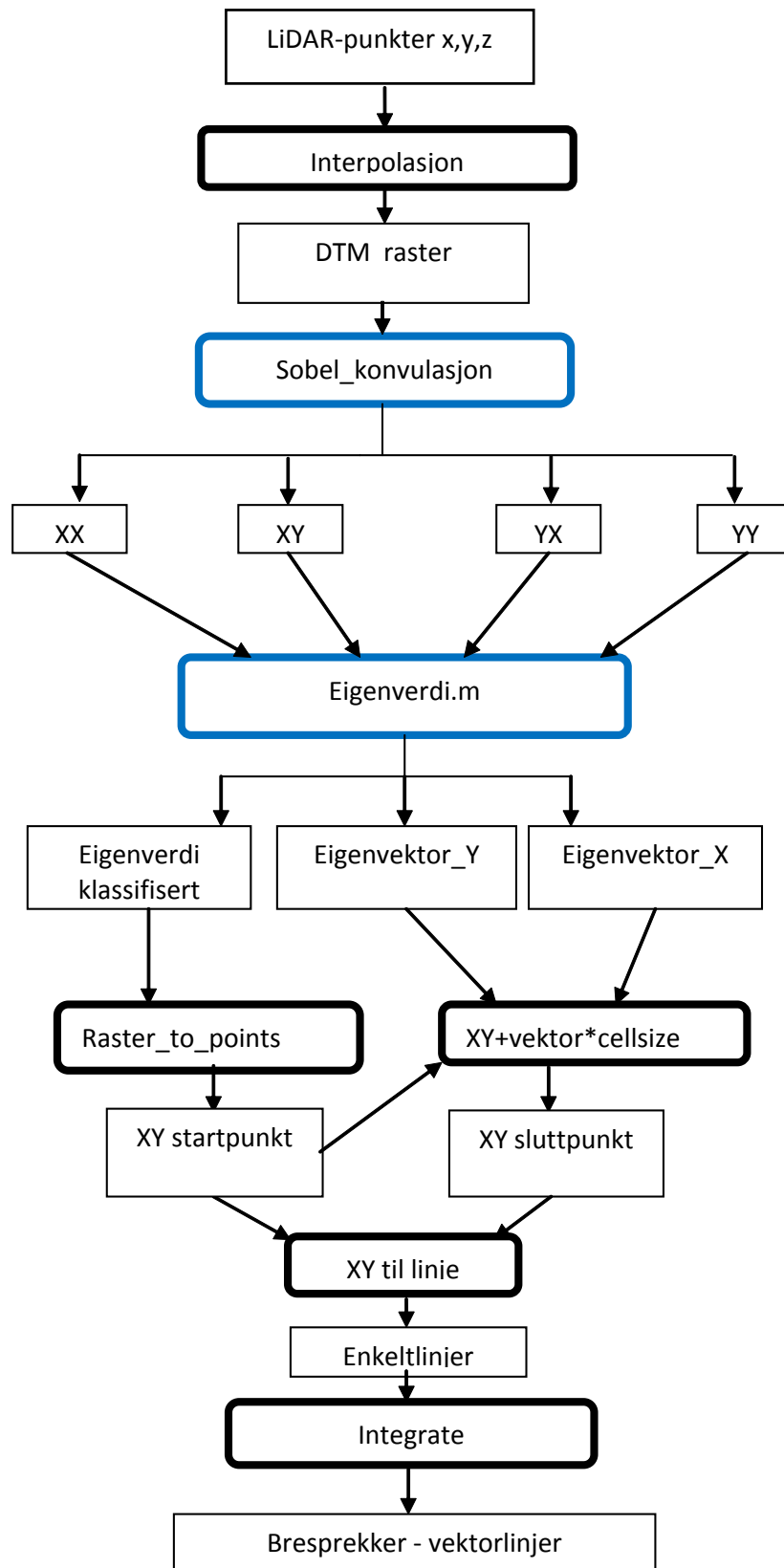
Verdier fra korresponderende ruter i de fire andrederiverte overflatene XX, XY, YX og YY ble deretter satt inn i matrisen i figur 4.7. Eigenverdiene og egenvektorene til matrisen i figur 4.7 ble beregnet med funksjonen `eigen()` i

Matlab. Resultatet er to eigenverdier og to tilhørende egenvektorer. Dette ble utført for hver rute i DTMen fra testområdet. Dette ga fire matriser; `eigenverdi_1`, `eigenverdi_2`, `eigenvektor_1` og `eigenvektor_2`. Scriptet går så gjennom eigenverdimatrisene og finner den største av de to korresponderende eigenverdiene og setter verdien inn i en matrise; `eigenverdi_maks`. Den tilhørende egenvektoren til den største eigenverdien lagres også, siden vektoren angir retning til eigenverdien. En terskling av den største av eigenverdiene blir så utført. For dette prosjektet ble terskelverdien satt til  $10m^{-1}$ .

$$S = \begin{bmatrix} XX & XY \\ YX & YY \end{bmatrix}$$

Figur 4.7 Matrise for beregning av egenvektor og eigenverdier. XX, XY, YX og YY referer til verder fra overflater konvulert med sobel filtrene i figur 4.6.

Resultatet av *Eigen.m* er et raster med de klassifiserte eigenverdiene, og den tilhørende egenvektoren fordelt på to raster, en i X-retning og en i Y-retning. Disse rastrene ble så importert i ArcMap. Alle rastercellene som var klassifisert som bresprekker ble så konvertert til vektorpunkter. To nye felt ble lagt til vektorpunktene. `X_slutt` og `Y_slutt`. Verdiene i disse feltene ble så beregnet ved å ta X-koordinaten + Egenvektor\_X\*cellestørrelsen, og tilsvarende for Y-koordinatene. Dette ga sluttpunktet for en linje fra vektorpunktene, som tilsvarte sentrum av rutene som ble klassifisert som bresprekk, i retningen til egenvektoren. Et verktøy for å danne linjer fra XY-verdier ble så brukt med XY-koordinatene til vektorpunktene som start, og de utregnede XY-koordinatene fra egenvektorene som slutt på linjen. Til slutt ble et verktøy (integrate) brukt for å slå sammen enkeltlinjene til sammenhengende linjer.



Figur 4.8: Oversikt over metoden for automatisk kartlegging av bresprekker fra DTM. Sorte bokser indikerer verktøy i ArcGIS. Blå bokser indikerer Matlab-script som finnes i appendikset.

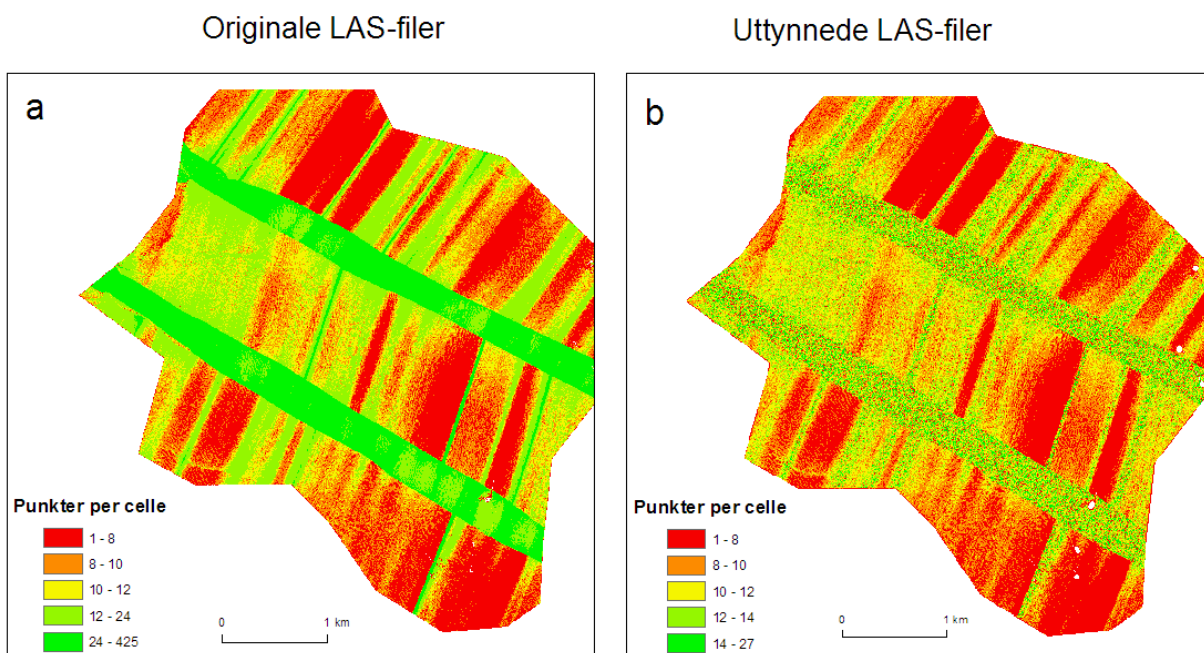
## 5. Presentasjon og tolkning av resultater

Resultatkapittelet er strukturert på samme måte som metodekapitlet. Først presenteres en gjennomgang av inspeksjon, behandling og interpolasjon av LiDAR-data. Del to tar for seg resultatene fra interpolasjon og nøyaktighetsestimering av DTM interpolert fra høydekurver. I del tre blir DTM fra LiDAR-data og høydekurver kombinert for å beregne forandringen i høyde på breen fra 1993 – 2010. Resultater av korreksjon og segmentering av intensitetsverdier fra LiDAR-data blir presentert i fjerde del. I siste del blir resultater fra metoden for automatisk kartlegging av bresprekker presentert.

### 5.1 LiDAR-data

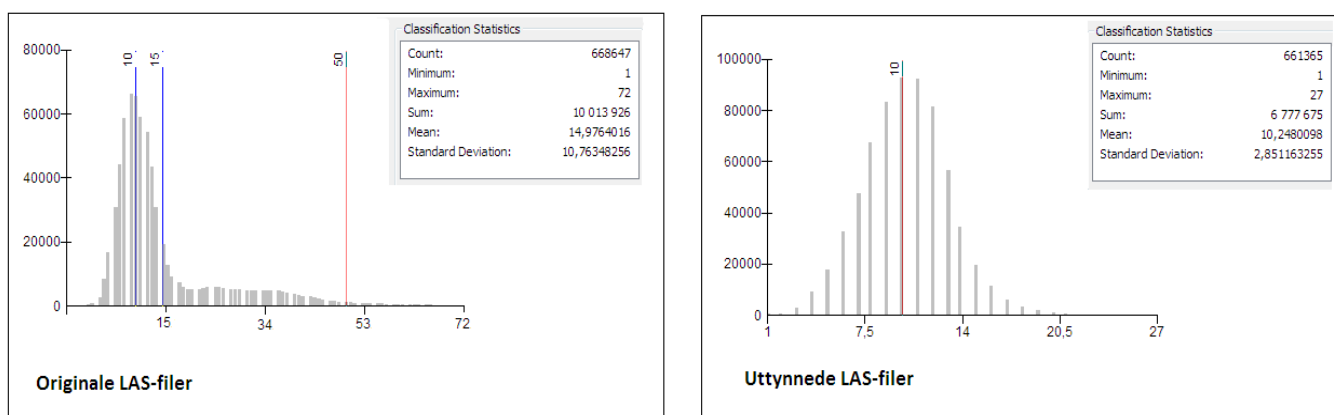
#### 5.1.1 Inspeksjon og behandling av LiDAR-data

De originale LAS-filene ble tynnet ut med programmet FUSION for å minske datamengden, og fjerne redundante LiDAR-punkter i områder der flystriper overlapper hverandre. Figur 5.1 illustrerer punkttettheten i kartleggingsområdet i de originale og uttynnede LAS-filene. Som man ser av figur 5.1b så har områdene med høy punkttetthet blitt tynnet kraftig ut, mens i områdene med lav punkttetthet er verdiene så å si uforandret. Man kan også se enkelte hvite områder i figur 5.1b som er ruter uten LiDAR-punkter.



Figur 5.1: Venstre: Punkttetthet i de originale LAS-filene. Høyre: Punkttetthet i LAS-filene uttynnede i FUSION til 0.5 pkt/m<sup>2</sup>. Kartet har en oppløsning på 5X5 m.

Av figur 5.2 ser man histogrammet til de to kartene i figur 5.1. Som man ser av 5.2a så hadde det originale datasettet en gjennomsnittlig punkttetthet på ca. 15 punkt per celle. Fordelingen av punktene viste en klar skjevhet med en lang positiv hale og et høyt standardavvik på 10 punkter. Toppen av fordeling i figuren 5.2a er markert med en blå strek, og er ved ca. 10 punkter. Av figur 5.1b ser man at fordeling av punktene i det uttynnende datasettet er nesten normalfordelt. Den lange halen i figur 5.2b er borte, og standardavviket er kun 2 punkter. Gjennomsnittlige antall punkter er rett over 10, noe som korresponderer godt med fordelingen i figur 5.2a.



*Figur 5.2. Histogram for punkttettheten til kartene i figur 5.1. Venstre: Originale LAS-filer, gjennomsnittlig punkttetthet 15.0. Høyre: Uttynnede LAS-filer, gjennomsnittlig punkttetthet 10.2. Verdiene langs X-aksen indikerer antall punkter per  $5 \times 5 = 25 \text{ m}^2$  rute. Merk at kun fordeling i høyre histogram er så å si identisk med histogrammet til venstre om man fjerner "halen" til histogrammet.*

Datasettet var oppgitt fra leverandør til å ha en punkttetthet på 1 punkt per  $2 \text{ m}^2$ . Med en cellestørrelse på  $5 \times 5 \text{ m}$  blir hver celle  $25 \text{ m}^2$ , og skal da inneholde i snitt 12.5 punkter. Det uttynnede datasettet hadde altså en gjennomsnittlig punkttetthet som var noe lavere enn den oppgitte tettheten. I ca. 20 % av kartleggingsområdet var punkttettheten under 8 punkter per  $25 \text{ m}^2$ , noe som tilsvarer ca. 1 punkt per  $3 \text{ m}^2$ .

### 5.1.2 Områder uten LiDAR-punkter

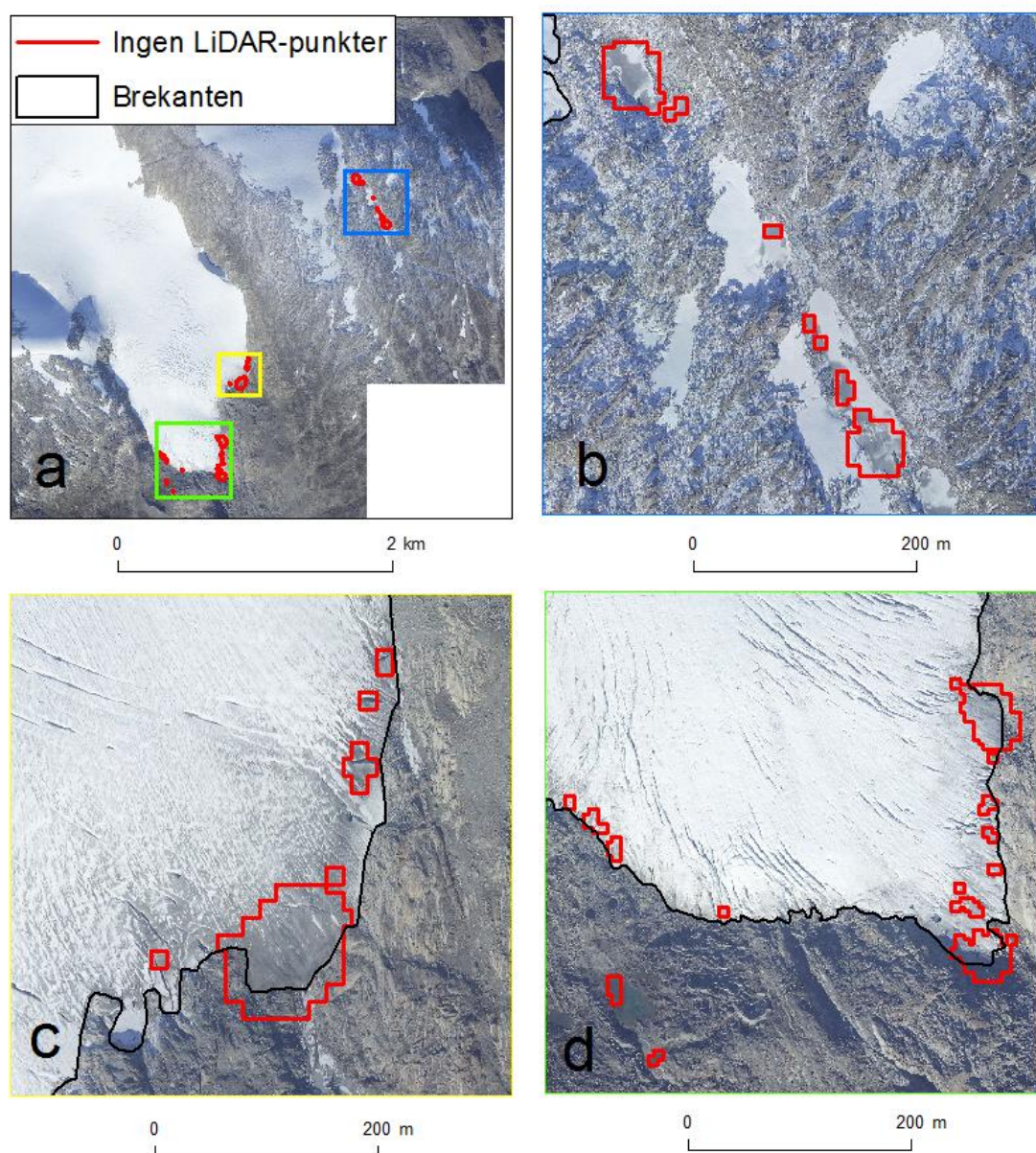
I figur 5.1b ser man enkelte hvite områder vest og sør i kartleggingsområdet. Dette er områder uten LiDAR-punkter innenfor  $5 \times 5 \text{ m}$  rutene. Disse områdene ble undersøkt nærmere for å finne ut hva som førte til at det ikke ble registrert LiDAR-punkter her, figur 5.3. Som man ser av figuren forekommer celler uten LiDAR-punkter i tre ulike områder i datasettet. Områdene uten LiDAR-punkter i figur 5.3b ser ut til å være kulper som har fryst. Datainnsamlingen er gjort 10. oktober, så det er sannsynlig med is på små vannlegemer.



Områdene uten LiDAR-punkter i figur 5.3c og 5.3d er ved brefronten. Som man ser er disse områdene på brefronten dekket av sedimenter.

Det er tre faktorer som alle bidrar til at det ikke er blitt detektert LiDAR-punkter ved brefronten. 1) sedimentrik is har lav reflektans. 2) Ved brefronten er ofte helningsgradienten stor, dette fører til stor innfallsvinkel for laserpulsene som fører til at mindre av signalet blir reflektert tilbake til flyet. 3) Området ved brefronten ligger lavt i kartleggingsområdet, flyhøyden over bakken er altså stor her. Dette fører til at det sfæriske tapet og den atmosfæriske attenuasjonen er stort i dette området.

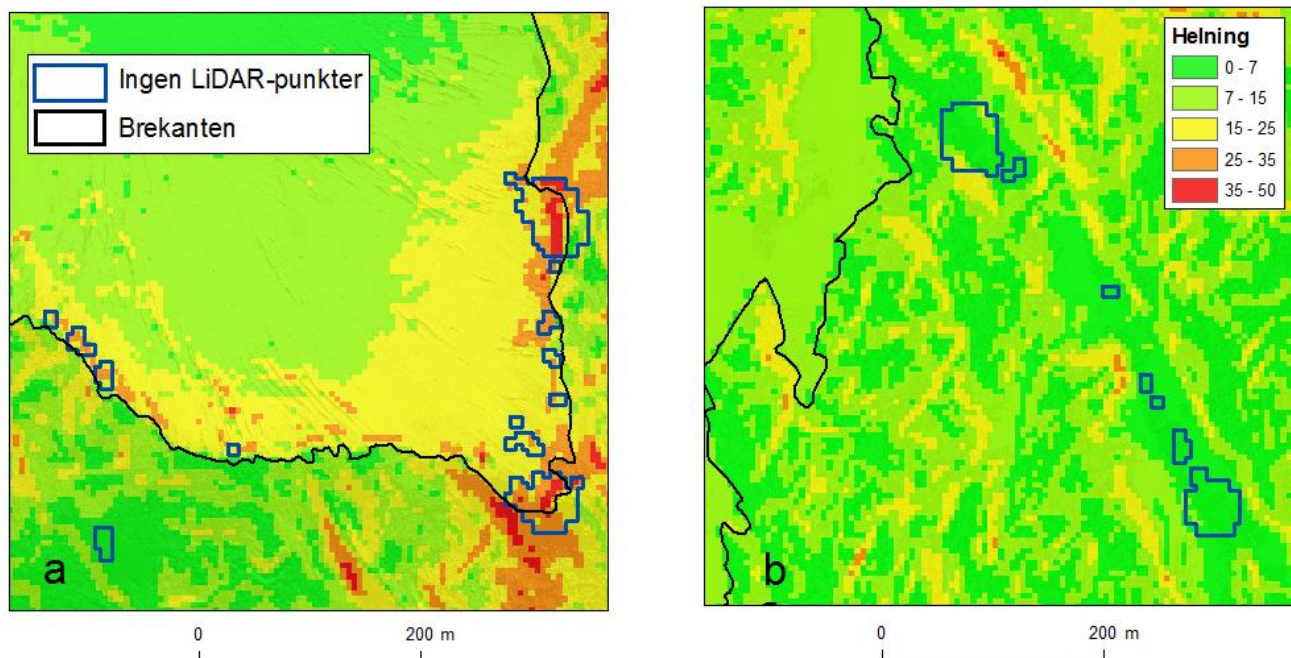
### Områder uten LiDAR-punkter



Figur 5.3: Oversikt over områder uten LiDAR-punkter. Områder uten punkter markert med rødt a: oversiktskart. b: blå rute. c: gul rute. d: grønn rute.

Figur 5.4 illustrerer forholdet mellom helningsgradienten og områder uten LiDAR-punkter. Figuren viser samme utsnitt som figur 5.3b og 5.3d. Ved brefronten i figur 5.4a ser man tydelig at områdene uten LiDAR-punkter forekommer der helningsgradienten er høy. Sørøst i kartet er det et område med lav helningsgradient uten LiDAR-punkter. Dette er et vannlegeme som ut ifra flybildene trolig ikke er fryst, området ligger på ca. 1050moh. Figur 5.4b viser at områdene uten LiDAR-punkter i figur 5.3b er veldig flate, ut ifra flyfotoet ser det ut som disse vannlegemene er fryst. Området ligger på ca 1250 moh., og det ligger snø her.

### Områder uten LiDAR-punkter



Figur 5.4: Områder uten LiDAR-punkter med kart over helningsgradient. Figur a er samme utsnitt som figur 5.3d. Figur b er samme utsnitt som figur 5.3d. Områder uten LiDAR-punkter er markert med blå linjer. Breomkretsen er markert med sort linje. Merk: Helningsgradientkartet er generert fra en DTM som er interpolert fra LiDAR-dataen. Siden områdene ved brefronten hadde få/ingen LiDAR-punkter kan DTMen være unøyaktig som igjen vil gi unøyaktige verdier i helningsgradientkartet.

### 5.1.3 Interpolasjon av DTM fra LiDAR-data.

Fra de uttynnede LAS-filene ble det interpolert DTM med ulike interpolasjonsmetoder og oppløsning. DTMene ble validert ved å sjekke verdien i de interpolerte DTMene mot verdiene i de originale LiDAR-punktene. Tabell 5.1 gir en oppsummering av statistiske mål fra valideringen av hele datasettet. Merk at en buffer på 20 meter har blitt brukt for å luke ut interpolasjonsartefakter som oppstår i randen av datasettet. Dette førte til at 6200 punkter ble utelatt. For å undersøke verdiene på selve breen ble et polygon over breomkretsen brukt som maske slik at kun valideringspunkter på breen ble brukt for å beregne statistikk. Det ble også her brukt en buffer avstand på 20 meter. Punktene på breen med bufferavstand utgjorde 87 433 av totalt 167 547 punkter.

*Tabell 5.1: Statistiske mål fra validering av ulike metoder for interpolasjon av DTM fra LiDAR-data. Hele datasettet er brukt. En buffer på 20 meter er anvendt for å fjerne punkter langs randen av datasettet. "95 % kvantil" er verdien til 95 % kvantilen til avvikene.*

DTM	RMSE	ME	Maks avvik	Min avvik	Median avvik	95 % kvantil	% over 3 meter
IDW 2 m	0.37 m	0.0004 m	15.11 m	-14.93 m	0.1 m	0.56 m	0.2 %
IDW 5 m	0.81 m	0.0022 m	47.03 m	-25.63 m	0.24 m	1.36 m	1.0 %
IDW 10 m	1.40 m	-0.004 m	38.59 m	-38.72 m	0.51 m	2.54 m	3.4 %
NN 2 m	0.39 m	0.0007 m	18.66 m	-31.29 m	0.11 m	0.58 m	0.2 %
NN 5 m	0.81 m	0.0029 m	43.90 m	-26.48 m	0.24 m	1.38 m	1.0 %
NN 10 m	1.43 m	-0.003 m	36.00 m	-38.23 m	0.5 m	2.59 m	3.6 %
ANU 2 m	0.55 m	-0.088 m	42.07 m	-67.62 m	0.2 m	0.83 m	0.9 %
ANU 5 m	1.84 m	-0.073 m	69.36 m	-68.94 m	0.3 m	2.05 m	2.9 %
ANU 10 m	3.08 m	-0.11 m	81.31 m	-80.75 m	0.56 m	3.85 m	7.1 %
Spline R 10 m	2.91 m	0.034 m	265.05 m	-79.19 m	0.63 m	3.4 m	6.3 %
Spline T 10 m	1.77 m	-0.10 m	89.29 m	-90.90 m	0.55 m	2.9 m	4.7 %

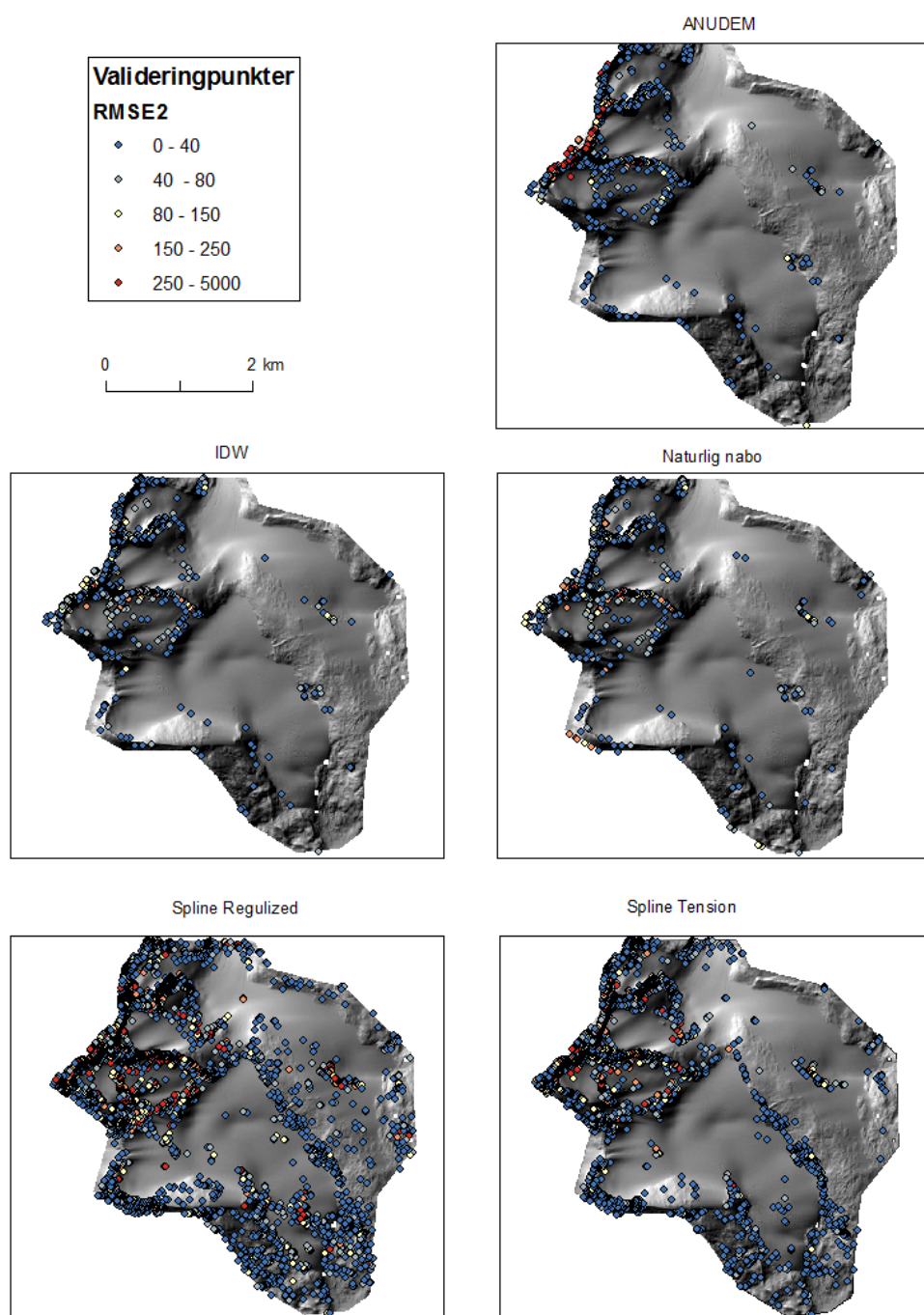
*Tabell 5.2: Statistiske mål fra validering av ulike metoder for interpolasjon av DTM fra LiDAR-data. Kun punkter innenfor breomkretsen er brukt. En buffer på 20 meter er brukt for å fjerne punkter langs randen breomkretsen. "95 % kvantil" er verdien til 85 % kvantilen til avvikene.*

DTM	RMSE	ME	Maks avvik	Min avvik	Median	95 % kvantil	% over 3 meter
IDW 2 m	0.28 m	-0.0001 m	9.98 m	-14.87 m	0.09 m	0.35 m	0.13 %
IDW 5 m	0.52 m	-0.0013 m	13.09 m	-15.57 m	0.21 m	0.86 m	0.29 %
IDW 10 m	0.84 m	-0.0006 m	13.10 m	-21.00 m	0.39 m	1.66 m	0.69 %
NN 2 m	0.29 m	-0.0002 m	10.31 m	-31.29 m	0.09 m	0.36 m	0.12 %
NN 5 m	0.52 m	-0.0002 m	15.73 m	-15.80 m	0.21 m	0.87 m	0.30 %
NN 10 m	0.87 m	0.00091 m	14.21 m	-21.24 m	0.39 m	1.68 m	0.78 %
ANU 2 m	0.41 m	-0.10 m	9.86 m	-27.63 m	0.19 m	0.58 m	0.22 %
ANU 5 m	0.58 m	-0.11 m	8.61 m	-21.83 m	0.28 m	0.95 m	0.38 %
ANU 10 m	0.94 m	-0.13 m	8.43 m	-27.21 m	0.42 m	1.79 m	1.08 %
Spline R 10 m	2.51 m	0.039 m	229.78 m	-79.19 m	0.46 m	2.1 m	2.4 %
Spline T 10 m	1.24 m	-0.17 m	89.29 m	-72.63 m	0.41 m	1.9 m	1.48 %

Som man ser av tabell 5.2 er minimumsavviket for naturlig nabo veldig høyt (-31.3 m). Dette området ble derfor inspisert og det ble oppdaget at et av LiDAR-punktene hadde en høyde som var 300 meter over de omkringliggende punktene. Registreringen av dette LiDAR-punktet skyldes trolig en refleksjon fra en aerosol. Dette punktet burde blitt luket ut ved dataprosessering utført av leverandøren. For å teste resten av datasettet for grove feil ble en raster som beregner spennet i høydeverdier innenfor hver rute (5x5 meter) generert. Det ble ikke funnet andre LiDAR-punkter som hadde liknende grove feil. Grunnen til at den grove feilen fikk størst utslag i DTMen med høy oppløsning er trolig fordi punktet fikk en høyere vektning da enn i DTMene med lavere oppløsning. Dersom punktet fjernes fra valideringsdatasettet så blir RMSE for naturlig nabo metoden 0.02 m lavere. Dette er en relativ endring på 6 %.

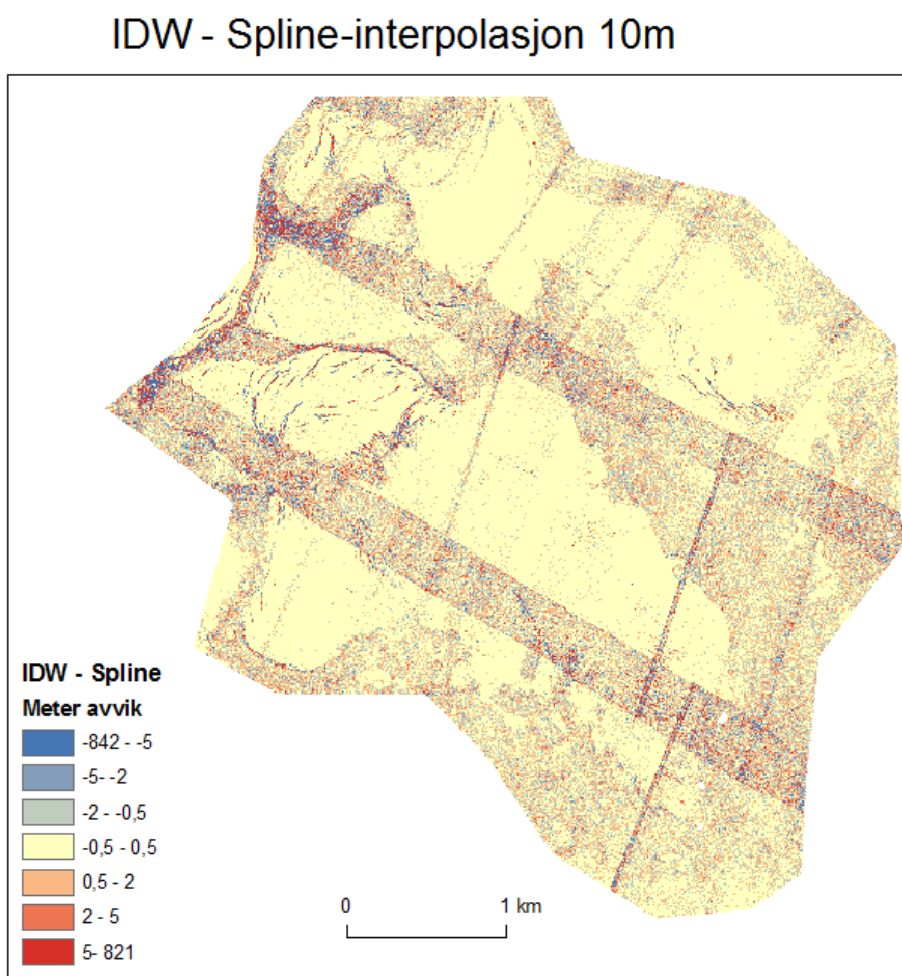


For å undersøke områdene med ekstremverdier fra valideringen ble punktene med avvik over 5 meter langt over et terrengskyggekart, figur 5.5. Kartet illustrerer at mange av ekstremverdiene var i randområdene i datasettet og langs eggen på Storsteinsfjellet. I områder med bresprekker var det også punkter med store avvik mellom DTMe og de originale LiDAR-punktene.



Figur 5.5: Kart over valideringspunkter med avvik over 5 meter. Merk at verdiene er kvadrert for kalkulering av RMSE. Terrengskyggekart med 10 m oppløsning er brukt som underlag.

I figur 5.6 har en DTM fra spline-interpolasjon blitt trukket fra en DTM interpolert med IDW. IDW er brukt siden dette er en konservativ interpolasjonsteknikk som gir verdier som alltid ligger innenfor maksimum og minimumsverdiene til originalpunktene. I figuren kan man tydelig se arealet til Storsteinsfjellbreen som områder med generelt lavt avvik. Om man sammenligner figuren med kartet over punktetthet, figur 5.1 er det tydelig at områdene med høyt avvik forekommer i områdene der flylinjene overlapper hverandre og områder der flyet har fått pitch. Områder med høy røffhet kan også gjenkjennes i figur 5.6 med sammenligning mot figur 5.12.



*Figur 5.6: Avvik mellom DTM interpolert med invers avstandsvektning og spliner. Merk at mønsteret til avviket er likt kartet over punktetthet i figur 5.1. Områder med høy røffhet har mer avvik enn glatte overflater, se figur 5.8.*

### 5.1.4 Korrelasjonsanalyse for avvik i DTM fra LIDAR-data

For å sammenligne forholdet mellom RMSE og helningsgradient og punkttetthet ble korrelasjon mellom RMSE helning og punkttetthet beregnet fra verdiene i valideringsdatasettet, tabell 5.3.

*Tabell 5.3: Korrelasjon mellom RMSE og helningsgradient, RMSE og punkttetthet og helningsgradient og punkttetthet (nederste rad).*

RMSE – helningsgradient 5 m	Helning 5 m	Helning 2 m	Punkttetthet
IDW 10 m	0.38	0.40	0.001
IDW 5 m	0.31	0.35	0.001
IDW 2 m	0.20	0.26	0.016
ANUDEM 10 m	0.23	0.20	0.001
ANUDEM 5 m	0.21	0.19	0.0004
ANUDEM 2 m	0.16	0.17	0.001
Spline Reg.	0.12	0.14	0.004
Spline Tens.	0.28	0.29	0.0025
Helningsgradient - punkttetthet	0.0018	0.0014	X

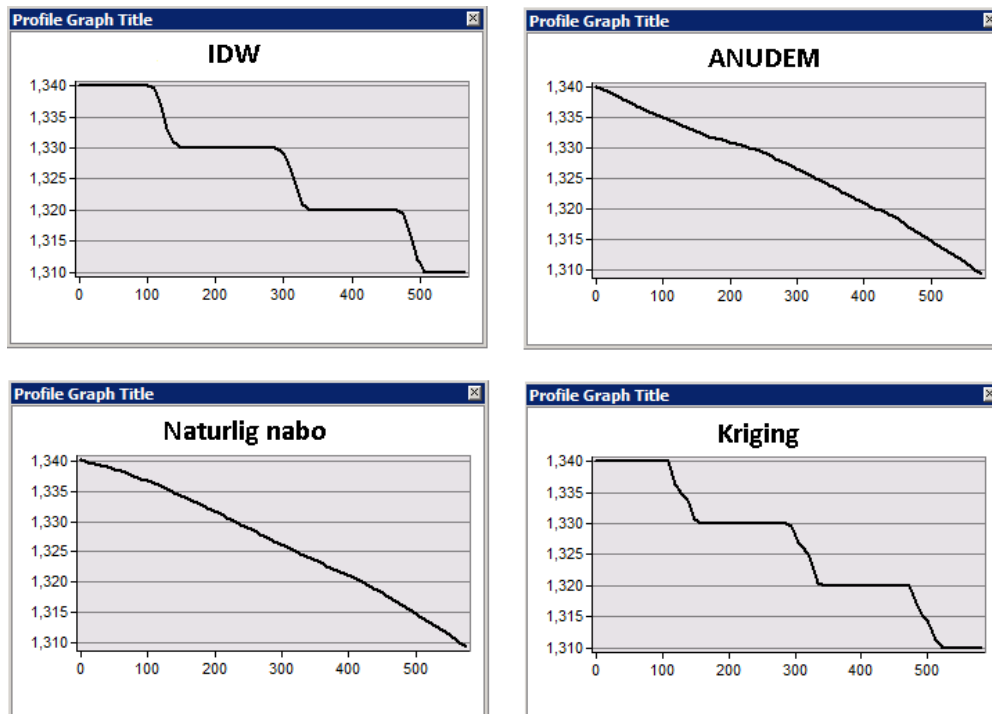
Som man ser er det en viss korrelasjon mellom RMSE og helning. Korrelasjonen er størst for invers avstandsveking og den blir gradvis høyere ved økt celle-størrelse. For invers avstandsveking ble korrelasjonene høyere om man brukte helningsgradient fra en DTM med høyere oppløsning. For ANUDEM var dette omvendt. Verdiene for naturlig nabo og invers avstandsveking var så å si like, og derfor er kun invers avstandsveking oppgitt i tabellen. Det var ingen korrelasjon mellom punkttetthet og RMSE. Dette kommer trolig av den høye tettheten av punkter i forhold til oppløsningen i DTMene. Det var heller ingen korrelasjon mellom helningsgradient og punkttetthet. Dette kommer klart fram i figur 5.1 at den viktigste faktoren for punkttettheten er flyforholdene under datainnsamling.

## 5.2 Interpolasjon av DTM fra høydekurver

DTM ble interpolert fra høydekurvene fra 1993 med fire ulike metoder: invers avstandsvektning, naturlig nabo, ANUDEM og kriging.

### 5.2.1 Høydeprofil fra DTM interpolert fra høydekurver

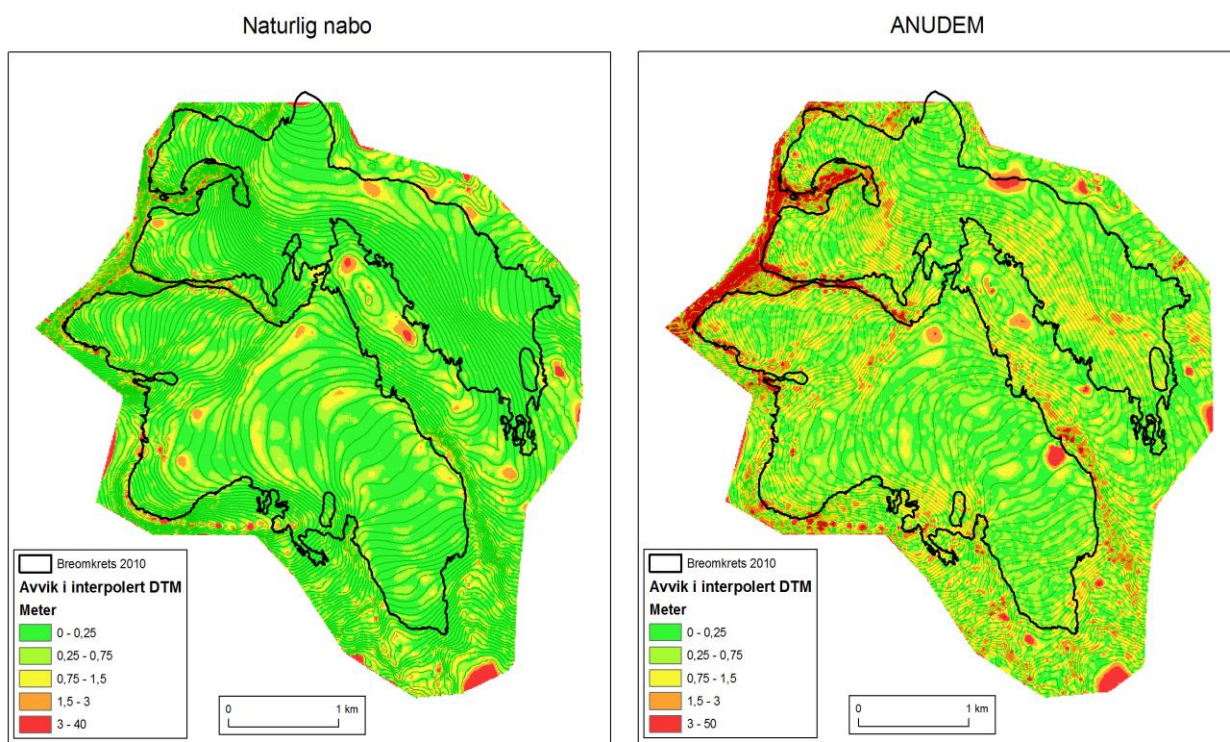
For å teste de interpolerte DTMene ble høydeprofiler generert i et flatt område på breen, figur 5.7. Fra høydeprofilene kom det klart fram at kriging og invers avstandsvektning gir terrasseeffekter. Dette skyldes en kombinasjon av fordelingen av data og hvordan metodene interpolerer nye verdier. Høydekurvedata gir mange punkter langs høydekurvene, men ingen punkter mellom høydekurvene. Kriging og invers avstandsvektning bruker avstand til å bestemme hvilke punkter som skal brukes til å interpolere. I flate områder fører dette til at alle interpolasjonspunktene i nærheten av høydekurvene får samme verdi som høydekurven. For kriging var det i tillegg flere områder som manglet data. Spline-interpolasjon lot seg ikke gjøre med data fra høydekurver. Årsak til dette er trolig at den ujevne fordelingen av punkter fører til at det i flate områder kun interpoleres langs høydekurvene, og det oppstår hull mellom høydekurvene som gjør at metoden ikke lar seg utføre.



Figur 5.7: Høydeprofil fra DTM interpolert fra høydekurver. Høydeprofilen ble generert i flatt område midt på breen. Oppe venstre: Invers avstandsvektning Oppe høyre: ANUDEM. Nede venstre: Naturlig nabo. Nede høyre: Kriging.

## 5.2.2 Simulering av datatap og interpolasjon fra høydekurver

Fra høydeprofilene ble det besluttet å enten bruke naturlig nabo eller ANUDEM som interpolasjonsmetode. For å teste disse metodene mer kvantitativt ble en simulering utført. En DTM fra Statens kartverk med 10 m oppløsning ble brukt til å generere høydekurver. Fra disse høydekurvene ble det så interpolert DTM med ANUDEM og naturlig nabo. Disse DTMen ble så trukket fra den originale DTMen for å finne avviket mellom dem, figur 5.8. Som man ser er det naturlig nabo som gir DTMen med lavest avvik. De største avvikene i DTMen med naturlig nabo interpolasjon kommer langs topper der metoden ikke ekstrapolerer, og i flate områder der det er langt mellom høydekurvene. For ANUDEM er det ikke et like tydelige mønster for avvikene. Topper og depresjon har høye avvik, og i områder med høy helning er det større avvik enn i DTMen fra naturlig nabo interpolasjon.



*Figur 5.8: Avvik mellom original DTM fra statens kartverk og DTM interpolert fra høydekurver fra den originale DTMen. Naturlig nabo interpolasjon til venstre, ANUDEM til høyre. Breomkretsen fra 2010 er markert med sort linje. Høydekurvene ligger over DTMen.*

Fra tabell 5.4 ser man at avvikene er vesentlig lavere i DTMen fra naturlig nabo, enn i DTMen fra ANUDEM. For begge DTMen er det vesentlig lavere avvik på breen enn i datasettet totalt. Dette kommer trolig av at breen er omringet av fjell med høy helning og topper der interpolasjonsmetoden gir store avvik. Naturlig nabo ga en bias på -3.9 cm, mens ANUDEM ga en bias på 7.0cm.

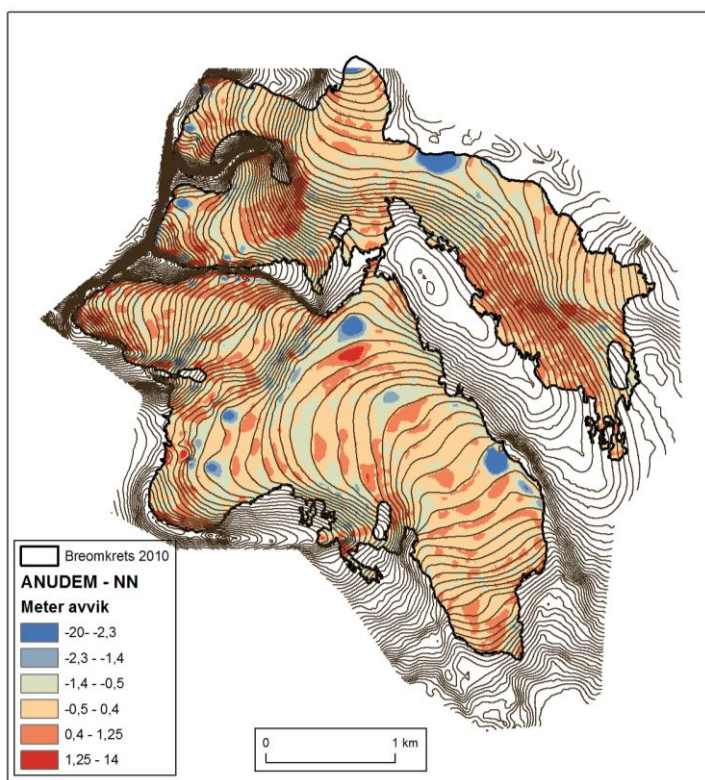


Det er altså en differanse på 10.9 cm mellom de to DTMe. Om man kun ser på breområdet er biasen mellom DTMe 7.1cm, figur 5.9. Denne differansen skyldes i stor grad noen få områder der ANUDEM er vesentlig høyere.

*Tabell 5.4: RMSE og absolutt avvik mellom DTM fra statens kartverk og DTM interpolert fra høydekurver fra førstnevnte DTM.*

Metode	Utvalg	RMSE	95%
ANUDEM	Hele	1.54 m	1.67 m
	Breen	0.67 m	1.10 m
Naturlig	Hele	0.78 m	1.03 m
	Breen	0.38 m	0.74 m
Metode	Utvalg	Absolutt	95 %
ANUDEM	Hele	0.67 m	1.67 m
	Breen	0.46 m	1.10 m
Naturlig	Hele	0.31 m	1.03 m
	Breen	0.22 m	0.74 m

Avvik mellom ANUDEM og Naturlig nabo DTM

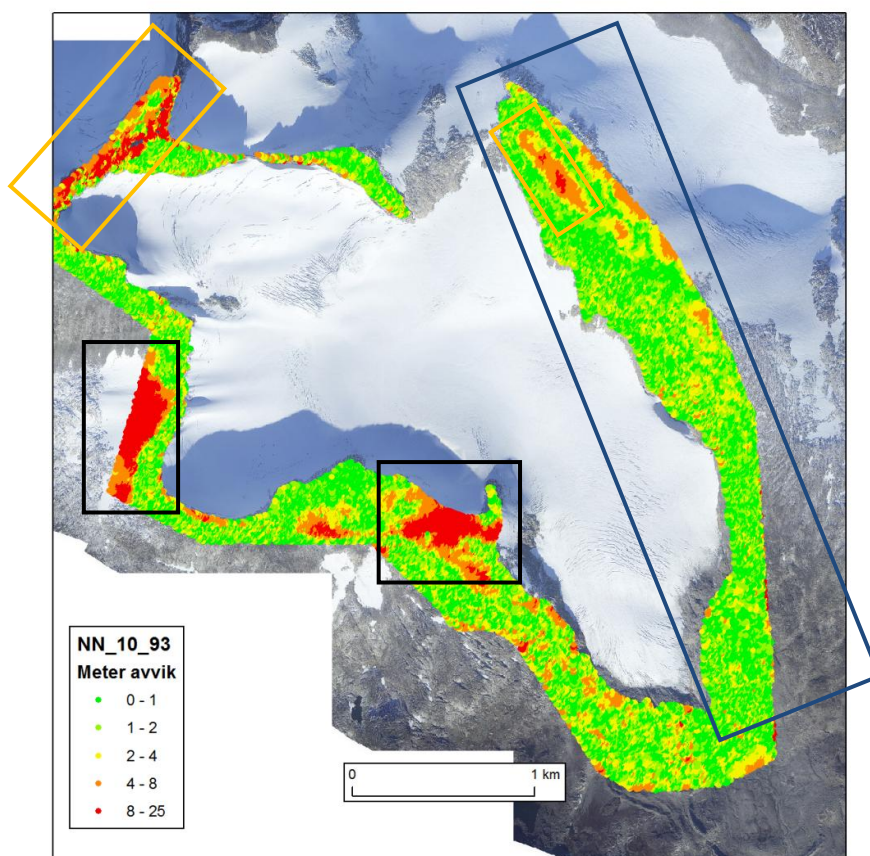


*5.9: Differanse mellom DTM interpolert fra høydekurver med naturlig nabo og ANUDEM. ANUDEM er i snitt 7.1 cm høyere. Dette kommer i stor grad av de blå områdene med store avvik.*

### 5.2.3 Absolutt nøyaktighet i DTM interpolert fra høydekurver

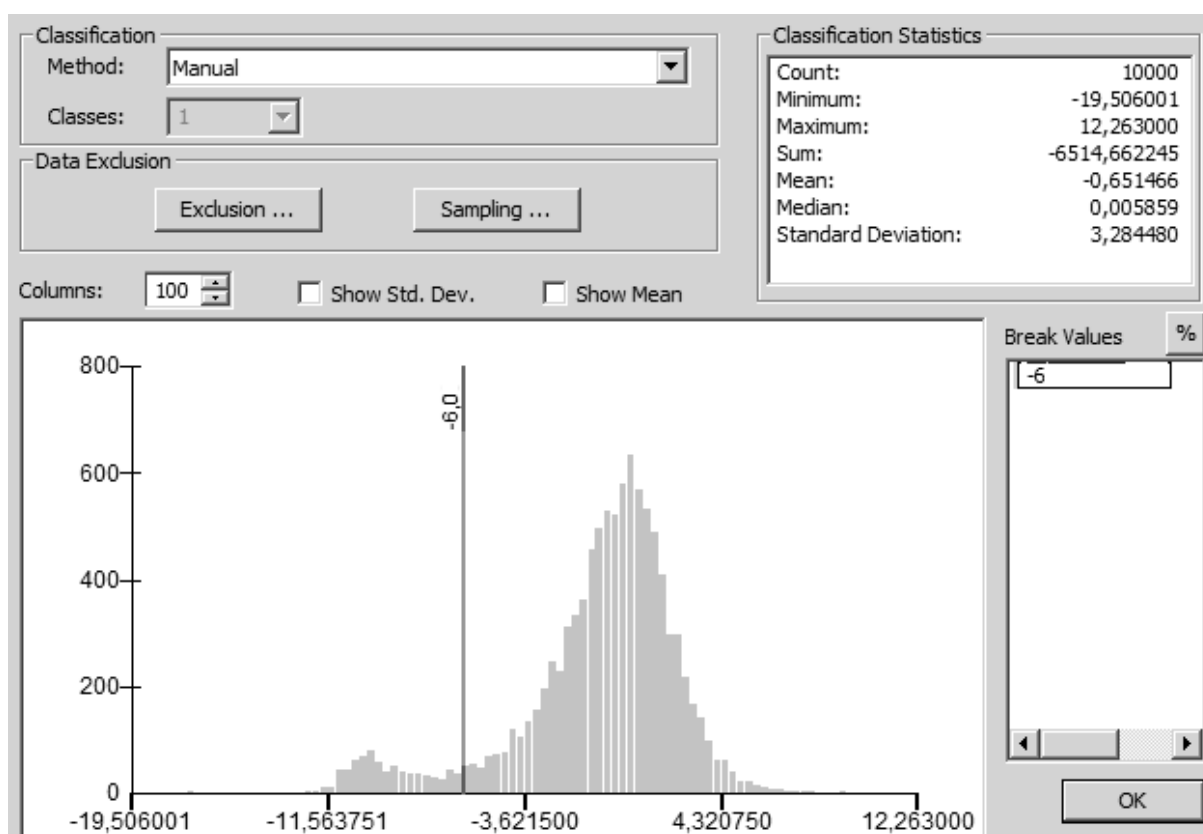
Et forsøk ble gjort på å sammenligne en DTM interpolert fra høydekurvene fra 1993 med høydene i LiDAR-datasettet, figur 5.10. Kun områder med stabilt terreng ble brukt i denne analysen. Breomkretsen fra 1993 og 2010 ble brukt til å maskere bort breområdene. En DTM ble interpolert med naturlig nabo metoden med en oppløsning på 10 og 5 meter. Området rundt breen har en bratt topografi og punktene hadde en gjennomsnittlig helningsgradient på 21 grader. Fra flyfotografiet i 1993, figur 3.8 ser man at det var mer sesongsnø da enn i ortofotoet fra 2010. Dette er spesielt tydelig i den sørlige og vestlige delen av bildet. Avviket i DTMen fra høydekurvene har en bias på -0.65 m og et gjennomsnittlig avvik på 2.77 m. Totalt har 999 punkter et avvik under -10 m. Disse områdene er i hovedsak i områder med snø eller bre som ikke har blitt maskert bort. Kun 293 punkter har et avvik på over +10 m. Disse punktene er så å si utelukkende langs eggen til Storsteinsfjellet nordvest i datasettet. Her har interpolasjonsmetoden ikke ekstrapolert verdier over den øverste høydekurven.

Absolutt avvik mellom høyde fra LiDAR-data og DTM interpolert fra konturlinjer fra 1993



5.10 Avvik mellom DTM interpolert fra 1993 høydekurver og LiDAR-punkter fra 2010. Området merket med sort indikerer områder med snø/bre som har smeltet mellom 1993 -2010. Oransje firkant indikerer toppe som ikke har blitt ekstrapolert fra høydekurvene. Blå firkant indikerer testområdet som ble brukt til å estimere absolutt nøyaktighet.

Som man ser av figur 5.11 så skyldes avvikene under ca -8 meter en egen populasjon som trolig er områder med snø eller bre som har smeltet mellom 1993 og 2010, som ikke var innenfor breomkretsene som ble brukt som masker. Om alle punktene med mindre enn -10 m avvik fjernes fra datasettet blir det gjennomsnittlige avviket 2.23 m. Langs den østlige fjellsiden markert med blå firkant i figur 5.10 (heretter referert til som ”testområdet”), ser man at avvikene er lavere enn ellers i datasettet. Dette området har lavere helning (16 grader) og få områder med snø. Om kun dette testområdet velges (ca 12 000 punkter) er det gjennomsnittlige avviket kun 1.37 m og RMSE avviket 1.67 m. Interpolasjon av høydekurver ble gjentatt med ANUDEM som interpolasjonsmetode, dette ga et avvik som var vesentlig høyere (3.9 m i testområdet). Det ble også gjort et forsøk med å interpolere en DTM med 5 m oppløsning med naturlig nabo metoden. Det ga et absolutt gjennomsnittsavvik på 2.52 m for hele datasettet og 1.27 m for testområdet (RMSE = 1.60m). Dette er en forbedring på ca 5 % fra DTMen med 10 m oppløsning.

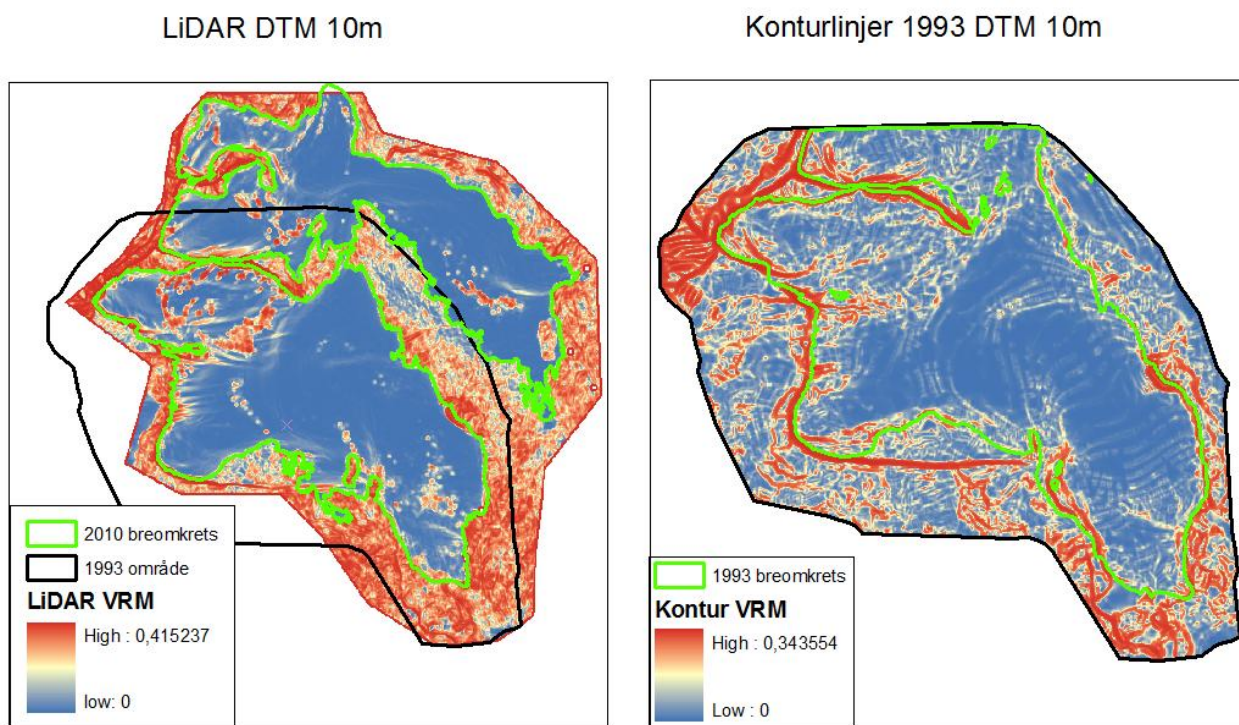


Figur 5.11: Avvik mellom DTM interpolert fra 1993 høydekurver og LiDAR-punkter fra 2010. X-aksen: meter avvik mellom DTM og valideringspunkter. Y-aksen: frekvens. Man ser tydelig to populasjoner som er skilt med en strek ved -6.0 meter.



## 5.2.4 Sammenligning av DTM fra LiDAR og høydekurver med VRM

Vector ruggedness measurement (VRM) ble brukt for å sammenligne egenskapene til DTM interpolert fra LiDAR-data og høydekurver. Som man ser av figur 5.12 har terrengmodellene fra LiDAR-data og høydekurver ganske forskjellig røffhet enda interpolasjonsmetoden og oppløsningen er lik. Begge DTMene er interpolert med naturlig nabo og oppløsningen er 10 m. DTM fra LiDAR-data gir en overflate som bevarer bresprekkene samtidig som breen skiller seg tydelig ut med lav røffhet. I DTMen fra høydekurvene er utstrekningen til breen mer diffus, og områdene med bresprekker er ikke gjengitt i figuren. Fra dette kartet kan man også se interpolasjonsartefakter. I de flate områdene på breen kan man tydelig se spor av høydekurvene som har blitt brukt i interpolasjonen. Langs høydekurvene får DTMen høyere røffhet enn i områdene mellom høydekurvene, som har en nesten helt flate.



Figur 5.12: Beregning av VRM for DTM fra LiDAR-data (venstre) og høydekurver (høyre). Breomkretsen er markert med grønn linje. Legg merke til at høydekurvene brukt til interpolasjon er synlige i kartet til høyre.

## 5.3 Beregning av feilforplantning ved sammenligning av DTM

Dette kapittelet gir en gjennomgang av estimeringen av nøyaktighet og feilforplantning ved kombinerer av DTM fra LiDAR-data og høydekurver. Dette kapittelet vil presentere og diskutere resultatene underveis, da dette var mest hensiktsmessig for helheten i oppgaven.

### 5.3.1 Nøyaktighet i DTM fra høydekurver

Naturlig nabo interpolasjon av DTM fra 1993-høydekurvene ga et RMSE avvik på 1.67 m (10 m) og 1.60m (5 m) validert mot LiDAR-punktene i testområdet. Som vist ved simuleringen i kapittel 5.2.2 hadde områdene på breen et vesentlig lavere avvik enn datasettet totalt, tabell 5.4. Som man ser av figur 3.8 så var breen dekket av snø under flyfotograferingen i 1993. Dette har ført til lav optisk kontrast, og kan ha ført til lavere nøyaktighet i bildematchingen på breen. Dette kan ha ført til at områdene på breen har dårligere nøyaktighet enn områdene utenfor breen i kartet fra 1993. Avviket i DTMen fra høydekurvene påvirkes heller ikke av topografi på samme måte som LiDAR-DTMen. I DTMen fra høydekurvene er de høyeste avvikene i områder med lav helning der det er langt mellom høydekurvene. Det ble bestemt å bruke den samme nøyaktigheten for breen som for avvikene estimert for testområdet i kapittel 5.2.3 (1.67 m for 10 m DTM og 1.60m for 5 m DTM ). Dette anses som et konservativt estimat for nøyaktigheten siden snø trolig har ført til at nøyaktigheten er noe underestimert.

### 5.3.2 Nøyaktighet i LiDAR-data

Fra leverandør ble det oppgitt at LiDAR-punktene hadde en vertikal nøyaktighet på 0.15 m. Ut i fra andre studier (Hodgson and Bresnahan, 2004, Geist et al., 2003, Abermann et al., 2010) virker dette noe optimistisk. Leverandøren oppgir følgende om estimering av nøyaktighet og korreksjon av LiDAR-data

*”Tallverdien på 10 cm er anslått ut fra teoretiske betraktninger gjennom feilforplantning av feilkilder for sensorer benyttet fra denne flyhøyden Etter vår erfaring gjennom prosjekter, mener vi denne verdien er konservativ, spesielt dersom vi utjevner data på en riktig måte. Vi skiller også på den relative og absolutte nøyaktigheten. For å få en høy relativ nøyaktighet foretas en stripeutjevning hvor flystripene utjevnes etter minste kvadraters metode. For å oppnå en god absolutt nøyaktighet justeres laserdata til målte kontrollflater/punkter” (Solli, 2013) Merk at dette utsagnet var i forbindelse med et annet oppdrag enn det som er brukt i denne oppgaven.*

### 5.3.3 Nøyaktighet i DTM interpolert fra LiDAR-data

Nøyaktigheten i DTMene interpolert fra LiDAR-punktene ga en RMSE fra 0.28 m – 0.94 m avhengig av interpolasjonsmetode og oppløsning (om man ser bort ifra spline-interpolasjon som ga dårlige resultater). For den beste interpolasjonsmetoden ble RMSE 0.28 m, 0.52 m og 0.84 m for henholdsvis 2 m, 5 m og 10 m oppløsning.

### 5.3.4 Korrelasjon i avvikene

Korrelasjonsanalysen mellom avviket i DTMene interpolert fra LiDAR-data viste at det var en viss korrelasjon mellom RMSE og helningsgradient. For LiDAR-punktene er det også en korrelasjon mellom nøyaktighet og helningsgradient (Hodgson and Bresnahan, 2004). Siden avviket i LiDAR-punktene ikke er kjent var det ikke praktisk mulig å beregne korrelasjonen mellom avviket i LiDAR-punktene og avviket i de interpolerte DTMen fra LiDAR-data. Korrelasjonen mellom avvikene i DTMen fra LiDAR-punktene og DTMen fra høydekurver ble beregnet for testområdet i figur 5.10. Dette ga  $R^2 = 0.001$ . Det er altså ingen korrelasjon mellom RMSE i DTM fra LiDAR-data og RMSE i DTM fra høydekurver.

### 5.3.5 Feilbudsjett

Feilbudsjett for sammenligning av DTM fra LiDAR-data og høydekurver ble beregnet som i formel 5.1.

$$RMSE_{totalt} = \sqrt{RMSE_{lidar}^2 + RMSE_{DTM_{lidar}}^2 + RMSE_{DTM_{kontur}}^2} \quad (5.1)$$

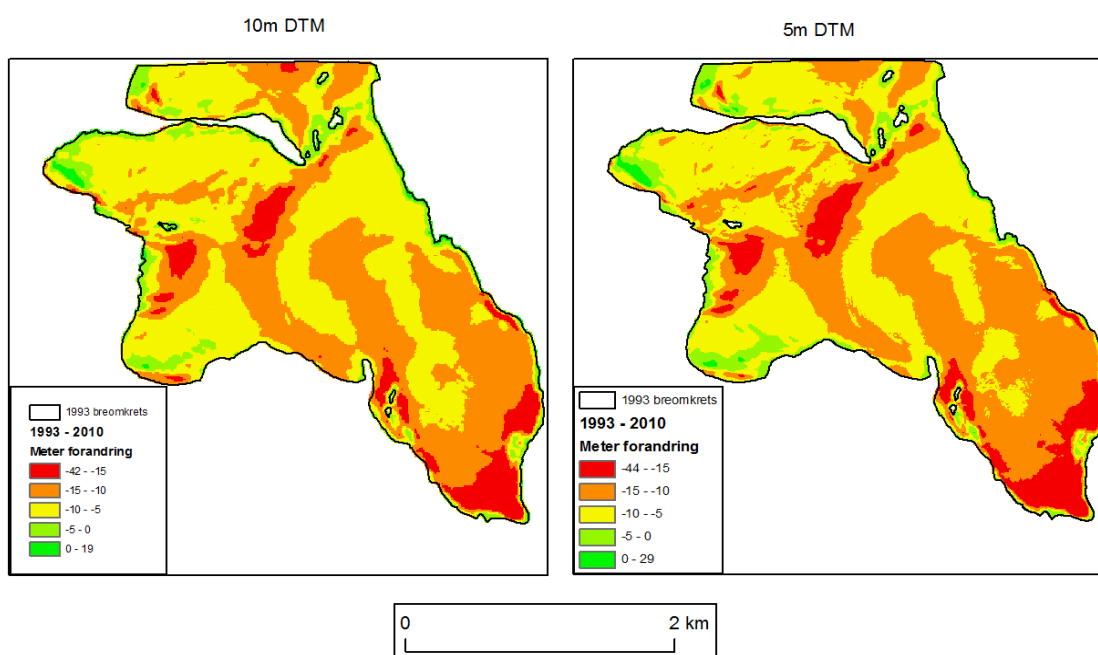
$$10m \text{ DTM} = \sqrt{0.15^2m + 0.84^2m + 1.67^2m} = 1.87m$$

$$5m \text{ DTM} = \sqrt{0.15^2m + 0.52^2m + 1.60^2m} = 1.69m$$

Det totale avviket for sammenligning av DTM interpolert fra LiDAR-data og høydekurvene fra 1993 er estimert til å være  $\pm 1.87$  m for 10 m DTM og  $\pm 1.69$  m for 5 m DTM.

## 5.4 Forandring i høyde på Storsteinsfjellbreen 1993 - 2010

I figur 5.13 ser man forandringen i høyde på Storsteinsfjellbreen i perioden 1993 – 2010. Både 5 m og 10 m oppløsning ble testet. Alle DTMEne ble interpolert med naturlig nabo metoden. Rasterkalkulering ble brukt til å beregne forskjellen mellom DTMEne. Den gjennomsnittlige høydeforandringen på breen ble beregnet til -9.77 m for 10 m DTM og -10.02 m for 5 m DTM. Siden RMSE var 1.87 m for 10 m og 1.69 m for 5 m så kan man ikke si at de to estimatene er signifikant forskjellige.



Figur 5.13: Forandring i høyde 1993 - 2010. Venstre 10 m DTM. Høyre: 5 m DTM. Alle DTMEne er interpolert med naturlig nabo metoden.

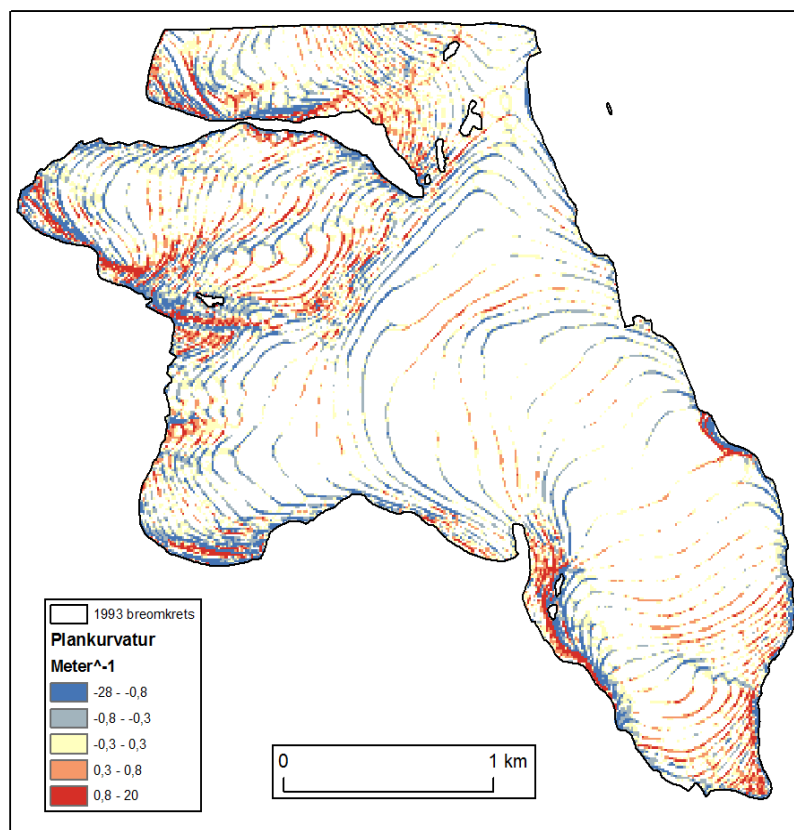
Fra tabell 5.5 ser man at 10 m DTMEne gir lavere gjennomsnittshøyden enn 5 m DTMEne. Dette gjelder for både LiDAR og høydekurve DTMEne, men for DTM fra høydekurver er forskjellen større. Det er også godt samsvar mellom differansen i gjennomsnittshøyde i DTMEne og den beregnede høydeforandringen fra figur 5.13.

Tabell 5.5: Verdier fra DTM av Storsteinsfjellbreen.

DTM	Verdi
LiDAR 5m DTM gjennomsnittshøyde	1399.70m
LiDAR 10m DTM gjennomsnittshøyde	1399.43m
Kontur 5m DTM gjennomsnittshøyde	1409.82m
Kontur 10m DTM gjennomsnittshøyde	1409.25m
Lidar 5m DTM – kontur DTM 5m	10,12m
Lidar 10m DTM – kontur DTM 5m	9.82m
Lidar 5m DTM – Lidar 10m DTM	0.37m
Kontur 5m DTM – Kontur DTM 10m	0.57m

En mulig forklaring på hvorfor DTM interpolert fra høydekurver får en større bias kan være fordelingen av data og interpolasjonsmetoden. For interpolasjon av DTM fra høydekurver får man høy kurvatur i DTMen langs høydekurvene, figur 5.14. Dette fører til en konveks overflate i DTMen langs høydekurvene. Dette gir negative verdier for kurvaturen. I figur 5.14 er den gjennomsnittlige kurvaturen  $-0.23m^{-1}$ . Dette indikerer at det er mer konveks enn konkav kurvatur i DTMen (ESRI, 2010b). Disse "toppene" vil glattes mer ut i en DTM med grovere oppløsning, og er en mulig årsak til hvorfor 5 m DTM interpolert fra høydekurver er såpass mye høyere enn DTMen med 10 m oppløsning.

Profilkurvatur i 5m DTM fra naturlig nabo interpolasjon av konturlinjer



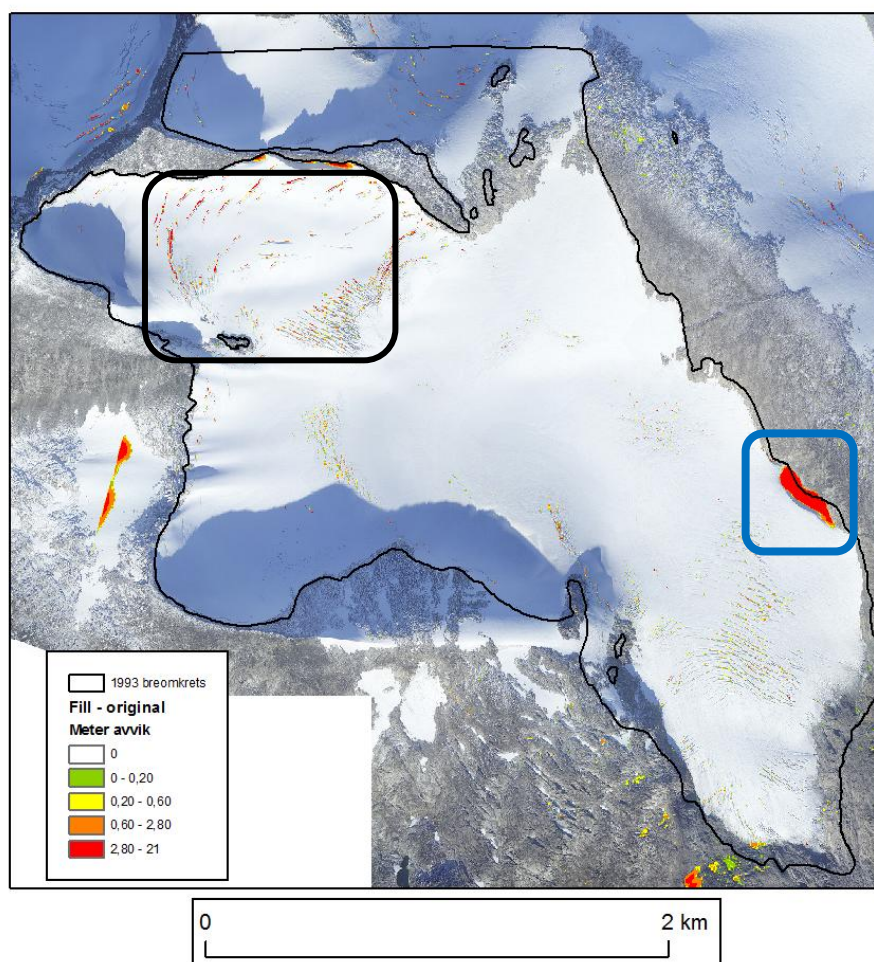
5.14: Plankurvatur fra 5 m DTM interpolert fra høydekurver. Merk at all kurvatur mellom -0.3 og 0.3 er fjernet fra figuren. Kurvaturen med verdi mellom -0.3 og 0.3 var normalfordelt og utjevnet derfor hverandre.



### 5.4.1 Fylling av DTM fra LiDAR-data

I DTM interpolert fra LiDAR-data påvirker bresprekker den interpolerte høyden ved at DTMen får en lavere høyde. For DTM fra høydekurver påvirker ikke bresprekkene høyden i DTMen siden bresprekkene ikke blir bevart i høydekurvene. Dette er altså en bias som fører til at LiDAR-DTM blir lavere enn DTM interpolert fra høydekurver. For å teste ut effekten av bresprekkene på LiDAR-DTM ble et verktøy i ArcGIS som fyller igjen alle depresjoner i DTMen brukt, figur 5.15. Som man ser av figuren har mange av bresprekkene som er synlig i ortofotoet blitt fylt igjen. Merk at en tydelig depresjon vest i kartet også har blitt fylt. Dette området er bevart i høydekurvene og har derfor blitt maskert ut før effekten av fyllingen har blitt beregnet.

Fylt DTM - original DTM. LiDAR-data, 5m Naturlig nabo



Figur 5.15: Fylt DTM minus original DTM. fra LiDAR-data. (5 m oppløsning naturlig nabo). Blå firkant markerer en stor depresjon som er bevart i høydekurvene fra 1993. Dette området er utelatt fra analysen. Merk: Kun områder der algoritmen har fylt er vist. Ortofoto fra 2010 er brukt som bakgrunn. Sort boks: testområde med mange bresprekker.

Effekten av fylling ble beregnet for breen i DTM med 10 m, 5 m og 2 m oppløsning, tabell 5.6. Siden Storsteinsfjellbreen har få områder med bresprekker ble et område høyt på breen med mange bresprekker valgt ut som et ekstra testområde, sort boks figur 5.15. Som man ser av tabellen utgjorde fyllingen av DTMen lite for gjennomsnittshøyden til DTMen. Effekten bresprekkene har på DTMen er trolig større enn verdiene i tabell 5.6. Den beregnede effekten av bresprekker er kun fra områder som har blitt detektert som depresjoner av fyllingsalgoritmen i ArcGIS. I mange områder av DTMen har LiDAR-punkter fra bresprekker trolig ført til at den interpolerte høyden i DTMen har blitt lavere uten at områdene kan detekteres som depresjoner.

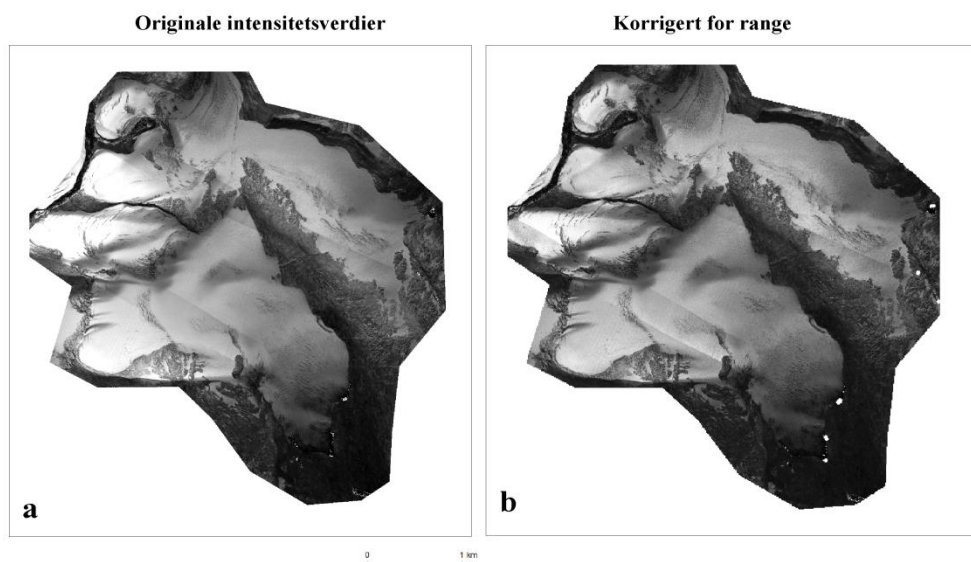
*Tabell 5.6: Gjennomsnittlig høydeforandring i DTM etter fylling av depresjoner, testområde er illustrert med en grønn firkant i figur 5.14.*

DTM	Hele breen	Testområde
10m	0.8cm	3.8 cm
5m	1.3 cm	5.8 cm
2m	1.4cm	6.0cm

## 5.5 Korreksjon av intensitetsverdier

### 5.5.1 Flyhøyde og atmosfærisk attenuasjon

De originale intensitetsverdiene er vist i figur 5.16a. Man kan tydelig se hvor overlappingen mellom flylinjene går. Figur 5.16b viser intensitetsverdiene som er korrigert for avstanden mellom flyet og LiDAR-punktene. Som man ser er korreksjonseffekten størst i det høyereliggende området vest i figuren. Her er intensitetsverdiene vesentlig lavere enn før korreksjonen. Ved undersøkelse av trajectory-filene viser det seg at de tre flylinjene er flydd i ganske lik høyde. Gjennomsnittshøyden for de tre linjene var 3950m, 4050m og 4150m for flylinje 1, 2 og 3. Det er altså ikke flyhøyden, men trolig innfallsvinkelen som fører til ulike verdier for flylinjene i overlappingsområdene.



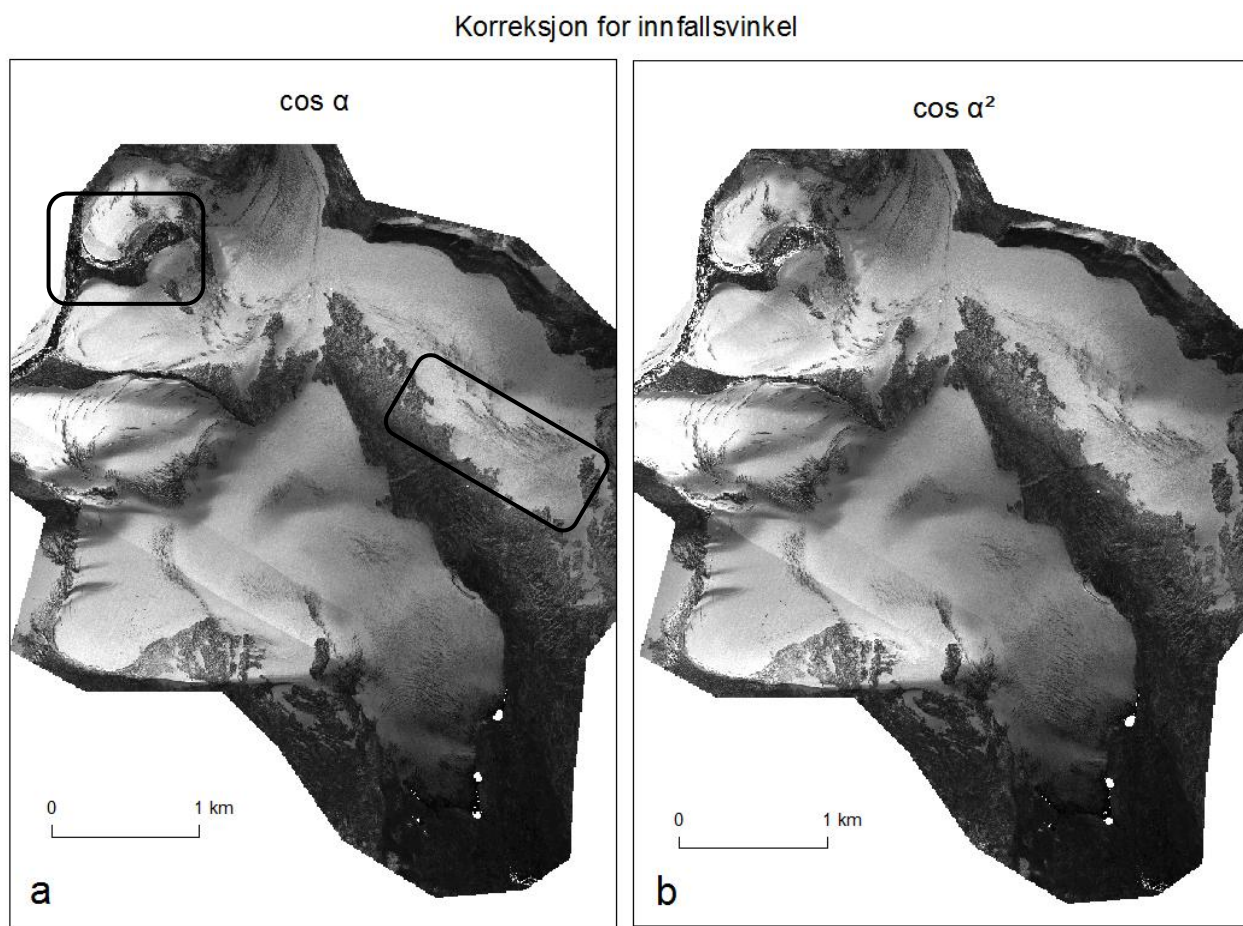
Figur 5.16: Kart over originale intensitetsverdier (venstre) og verdier korrigert for flyhøyden over terrenget (høyre). 5m oppløsning

Vurdering av korreksjonen for atmosfærisk attenuasjon var vanskelig siden ingen overflateklasser var tilstede i alle høydelag i kartleggingsområdet. Dette kommer av at det falt snø i kartleggingsområdet tett på tidspunktet for datainnsamlingen. Dette ser man tydelig av ortofotoet i figur 2.4. I områdene under 1100 moh. helt sør i figur 5.16 er det ikke snø, da nedbøren trolig har falt som regn eller snøen har smeltet her. Dette området er også dekket av glasiale avsetninger som har en lavere reflektans enn berggrunnen i høyereliggende områder. Over 1100 moh. blir det gradvis mer snø, men snødekket varierer med helningsgradienten og aspektet. Disse faktorene har ført til at en vurdering av korreksjonen for atmosfærisk attenuasjon var vanskelig, og ble derfor ikke presentert i oppgaven.



### 5.5.2 Korreksjon for innfallsvinkel

Figur 5.17 viser intensitetsverdier som er korrigert for avstanden mellom flyet og LiDAR-punktene, og for cosinus av innfallsvinkelen. Figur 5.17a er korrigert med  $1/\cos \alpha$ , mens figur 5.17b er korrigert med  $1/(\cos \alpha)^2$ . Som man ser er den nordlige overlappingsstripen nesten borte, mens den sørlige overlappingsstripen fortsatt er tydelig. Om man studerer den nordlige overlappingsstripen i figur a (område markert med svart firkant), da ser man at effekten av overlappingen fortsatt er tilstede. I figur b er effekten av overlappingen så å si borte. Siden kartleggingsområdet har overflater med ulike refleksjonsegenskaper (snø, firn, is, sedimenter, berggrunn) er det trolig at én enkel korreksjon for forhold mellom vinkel og intensitet ikke er optimal for alle overflater og alle vinkler. Siden  $1/(\cos \alpha)^2$  virket å korrigere best for snø og firn ble det valgt framfor  $1/\cos \alpha$ . En mulig feilkilde er at  $1/(\cos \alpha)^2$  overkorrigerer intensiteten for punkter med stor innfallsvinkel.

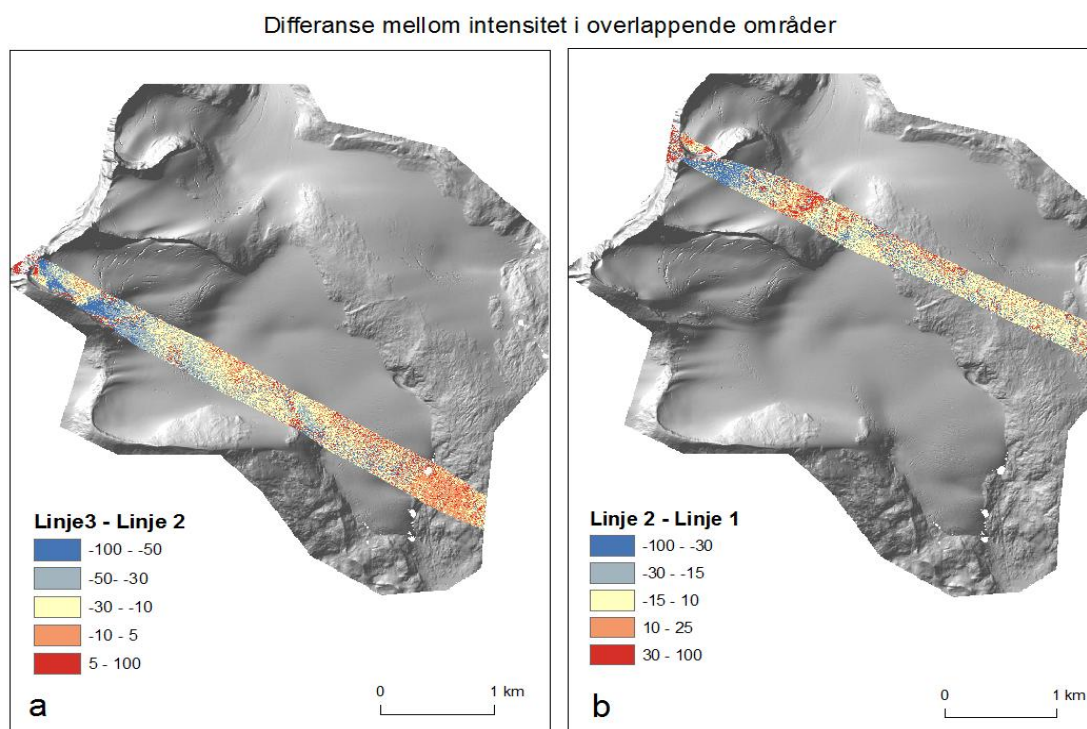


Figur 5.17: Korreksjon for innfallsvinkel i intensitetsverdiene. Venstre:  $\cos \alpha$  korreksjon. Høyre:  $(\cos \alpha)^2$  korreksjon. Den sorte firkanten indikerer områder der overlappingslinjene fortsatt er synlige.

### 5.5.3 Korreksjon av flylinje 3

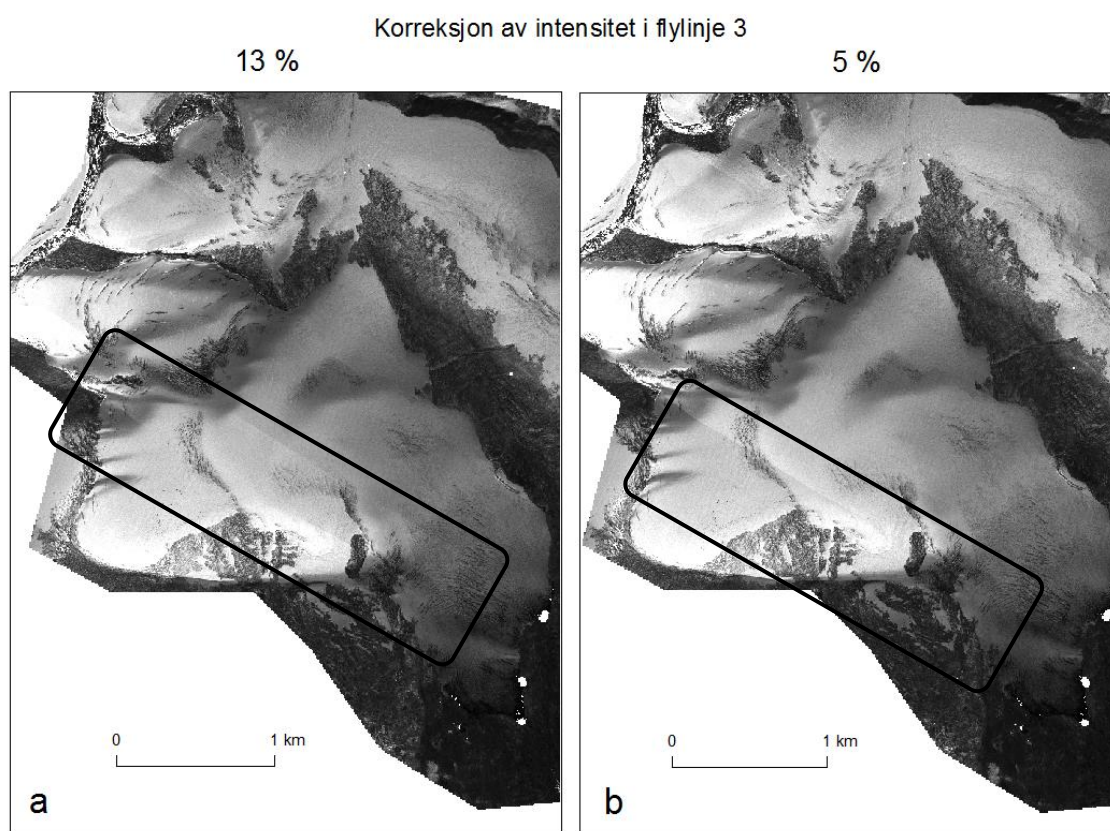
Av figur 4.18 ser man at modellen ikke har klart å korrigere bort overlappingseffekten mellom linje 2 og 3. Siden korreksjonen mellom linje 1 og 2 fungerte godt er det mulig at det er andre forhold som gjør at korreksjonen av linje 3 ikke fungerte optimalt. For å teste dette ble det lagd intensitetskart hvor kun LiDAR-punkter fra en flylinje ble brukt.

Intensitetsverdiene er fra LiDAR-punkter som er korrigert for flyhøyde, intensitetsvinkel og atmosfærisk attenuasjon. Rasterkalkulering av overlappende områder er framstilt i figur 5.18. I figur b ser man at breområdene i vest har liten forskjell mellom de to linjene. De største forskjellene finner man i breområdene nordvest på stripen. Dette er i områder med bresprekker og høy helning som modellen ikke har klart å korrigere korrekt. Den gjennomsnittlige verdien for rasteret i figur b er 4.4 digitale nummer (dn). Linje 2 har altså en gjennomsnittlig intensitetsverdi som er 4.4 dn høyere enn linje 1. For figur 5.18a ser man at området i sørvest har høyest verdi i linje 3, mens resten av linjen har høyest verdi i linje 2. Stikkprøver av breområder midt på flystripen viste at linje 2 i snitt hadde 15 % høyere intensitetsverdi enn samme område i linje 3. Den gjennomsnittlige verdien for rasteren i figur a er -22 dn. Dette er betraktelig høyere enn mellom linje 1 og 2. Siden topografien og overflaten er ganske lik for de to overlappingsområdene må det være en annen forklaring enn korreksjonsmodellen på hvorfor linje 3 har lavere verdier.



Figur 5.18: Avvik mellom intensitet i overlappende områder. Merk at skalaen er forskjellig i figur a og b for å få fram kontrast innad i linjene.

Fra loggfilene fra flygningen ble det oppdaget at linje 3 ble kartlagt med en høyere synsvinkel (Filed of View, FOV) i LiDAR-instrumentet enn de to andre linjene. Linje 1 og 2 hadde en FOV på 40°, mens linje 3 hadde en FOV på 47°. Dette fører til at blenderåpning i mottakeren i LiDAR-instrumentet blir større og de registrerte retursignalene blir svakere. Et forsøkt på å korrigere intensitetsverdiene i kun LiDAR-punktene i linje 3 ble derfor testet, figur 5.19. I figur 5.19a er intensitetsverdiene i linje 3 økt med 13 %. Som man ser er det fortsatt en tydelig overgang mellom linje 2 og 3, men overgangen er klart mest tydelig i overgangen fra linje 2 til overlappingsområdet. For figur 5.19b er det motsatt. Her er intensitetsverdiene kun økt med 5 % og overgangen fra linje 2 til overlappingsområdet er nesten borte, mens overgangen fra overlappingsområdet til linje 3 er mer tydelig. Dette indikerer at forholdet mellom intensitetsverdiene i linje 3 og linje 1 og 2 ikke kan korrigeres med å legge til en fast verdi eller prosentandel. Siden det viste seg å være vanskelig å bestemme forholdet mellom intensitetsverdiene i linje 3 og parametrene som påvirker verdiene ble det ikke gjort ytterligere forsøk på å modellere korreksjon for linje 3. Det er også trolig at dette er et spesielt tilfelle som ikke ville oppstått dersom systeminnstillingene var like under hele datainnsamlingen.



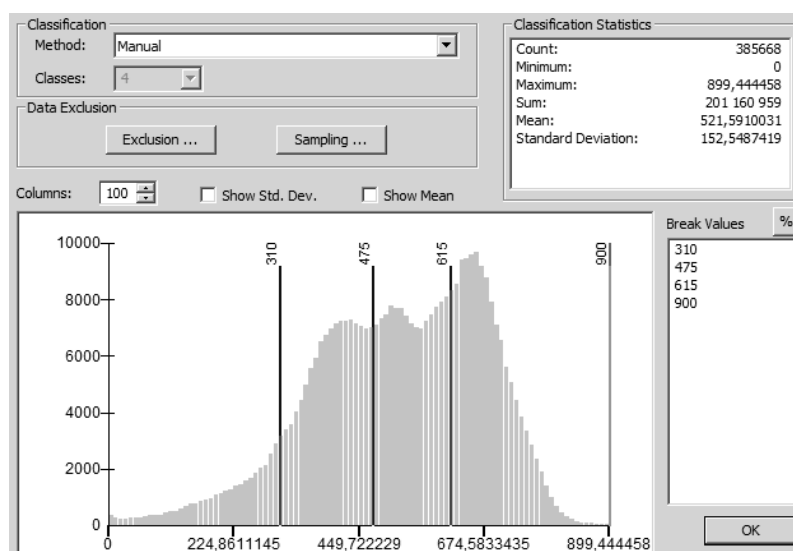
*Figur 5.19: Korreksjon av flylinje 3. a: 13 % økning av intensitetsverdien. b: 5 % økning av intensitetsverdien.*

### 5.5.4 Automatic Gain Control

Korreksjon for Automatic Gain Control (AGC) viste seg å være vanskelig siden komplett AGC data fra flygningen ikke var tilgjengelig. En flylogg fra leverandøren indikerer at AGC ikke ble aktivert under flygningen. Dette ble også støttet opp fra Leica som hevdet at systemet trolig var satt til maksimal terskelverdi under datainnsamlingen siden det ble flydd høyt (3000 meter over bakken) under datainnsamlingen (Aarsten, 2012). Om AGC hadde blitt aktivert ville det vært visuelt synlig i intensitetskartene i form av striper på tvers av flyretningen. Dette er ikke tilfellet.

### 5.5.5 Klassifisering av breområdet

Korreksjonsmodellen endrer intensitetsverdiene fra 8-bits verdier til korrigerte verdier med et mye større spenn i verdier. Dette fører til at standard verdier for terskling ikke kan brukes. Dette kunne blitt gjennomført ved å først normalisere alle intensitetsverdiene til 8-bit med en histogramforskyvning. Istedenfor ble histogrammet til det korrigerte intensitetskartet brukt, figur 5.20. Som man ser av histogrammet så er det tydelig at det er flere populasjoner i histogrammet. For å bestemme terskelverdiene på best mulig måte ble Otsu-segmentering utført. Metoden ga verdiene 310, 475 og 615 som er markert som streker i figur 5.20

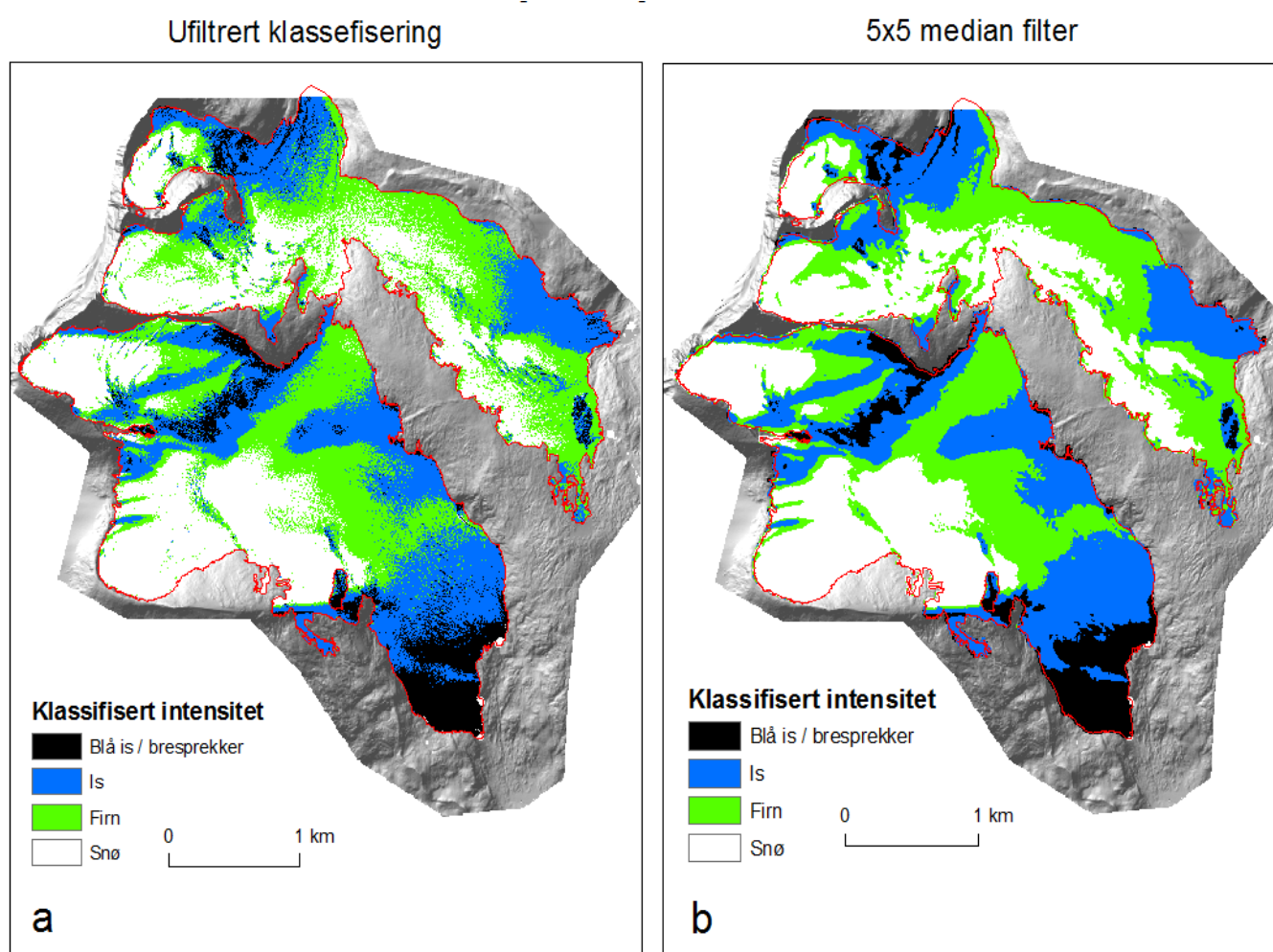


Figur 5.20: Histogram fra kart over korrigerte intensitetsverdier. Terskelverdier fra Otsus metode er markert med streker ved 310, 475 og 615.



Ekstremverdier i korreksjonsmodellen oppstår der den beregnede innfallsvinkelen er veldig lav. Dette forekommer i veldig bratt terreng og i bresprekker. Disse verdiene ble ansett som uteliggere og fjernet fra de korrigerte intensitetsverdiene ved å sette alle verdier over 900 lik NaN. Av figur 5.20 ser man at disse verdiene var klare uteliggere og utgjorde under 0.5 % av alle rutene i rasteret.

Figur 5.21a viser intensitetsverdiene for brearealt som har blitt klassifisert i de fire klassene snø, firn, is og blåis/bresprekker ut ifra terskelverdiene i figur 5.20. For at kartet skulle bli visuelt enklere å tolke ble en median-filtrering med størrelse 5x5 celler gjort, figur 5.21b.

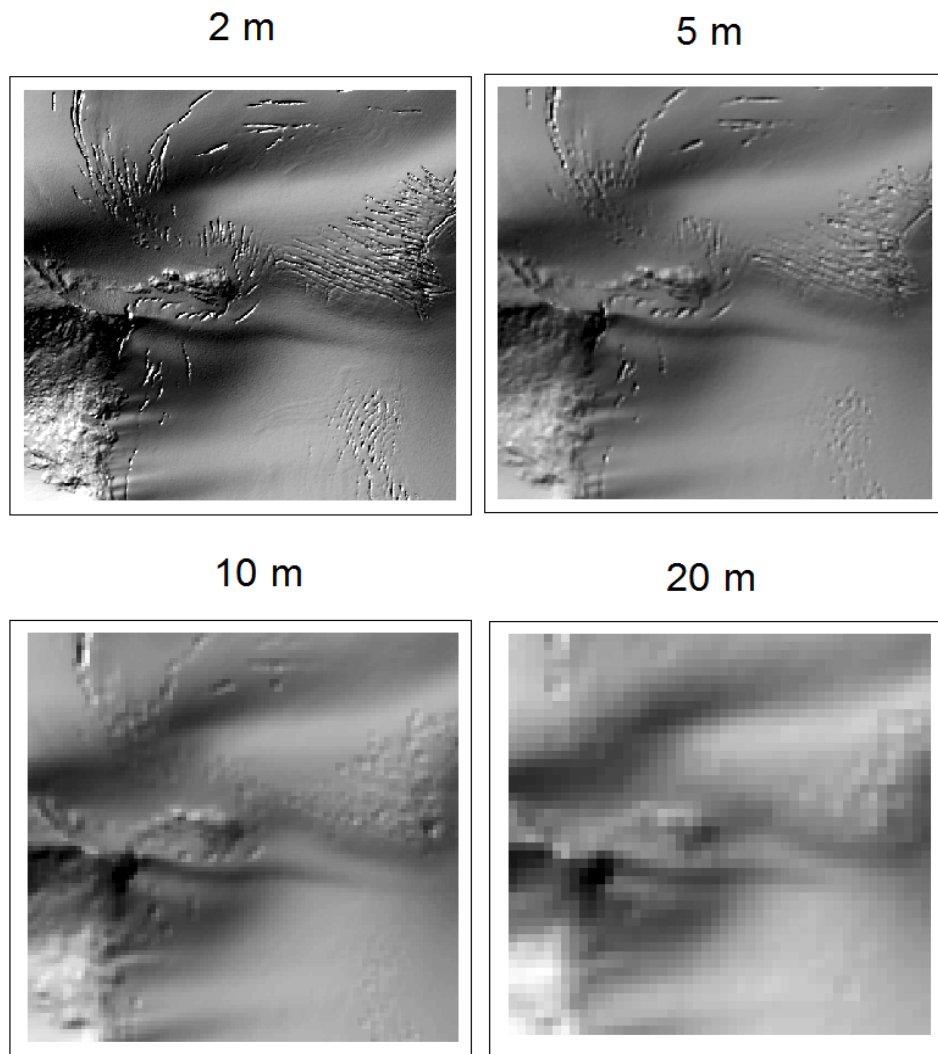


Figur 5.21: Klassifisert overflate fra korrigerte intensitetsverdier. Venstre: original oppløsning. Høyre: Intensitetsverdier utglattet med et 5x5 median filter.

## 5.6 Automatisk kartlegging av bresprekker

For å illustrere hvordan oppløsningen til DTM påvirker hvor godt modellen gjengir bresprekker ble fire DTM med 20, 10, 5 og 2 meter oppløsning produsert, figur 5.22. Som man ser av figuren så er bresprekkene glattet helt ut i DTMen med 20 meter oppløsning. I DTMen med 10 meter kan man ane konturene av sprekkene og i DTMen med 5 meter oppløsning kan man tydelig skille sprekkene fra hverandre. Sprekkene i DTMen med 2 meter oppløsning har mer kontrast enn sprekkene i DTMen med 5 meter oppløsning. Det ble derfor valgt å bruke en DTM med 2 meter oppløsning i modellen for deteksjon av bresprekker.

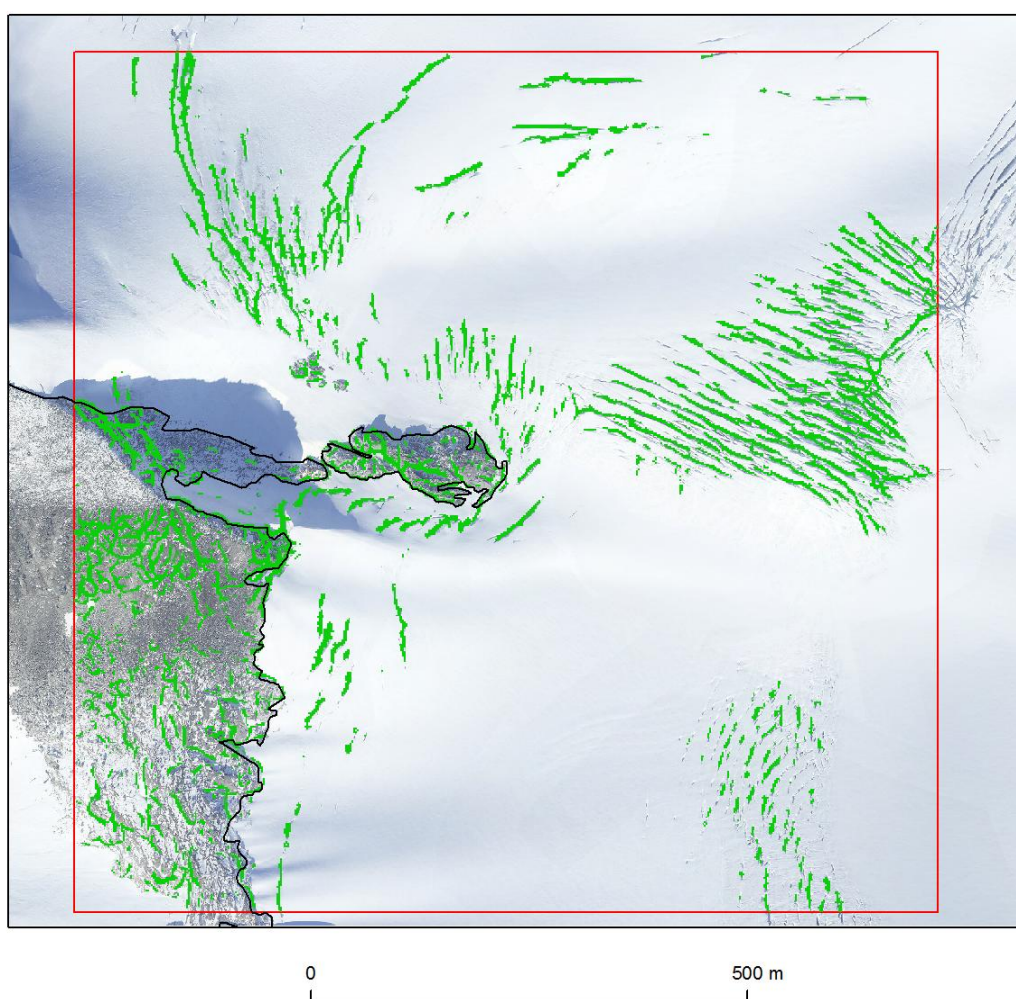
### Terrenkskyggekart fra DTMer med ulik oppløsning



Figur 5.22: Terrenkskyggekart generert fra DTM med ulik oppløsning: Oppe venstre 2 m. Oppe høyre 5 m. Nede venstre: 10 m. Nede høyre: 20m. Området er likt som i figur 4.5.

Resultatet av Matlab-scriptet *Eigen.m* er vist i figur 5.23. Figuren viser alle rutene i den originale DTMen som har blitt klassifisert som bresprekker med grønt. Dette er områder som har en egenverdi over  $10m^{-1}$ . Som man ser av figuren så er det mange områder utenfor breen sørvest i kartet som er klassifisert som bresprekker. Dette kan fjernes ved å bruke breomkretsen som maske.

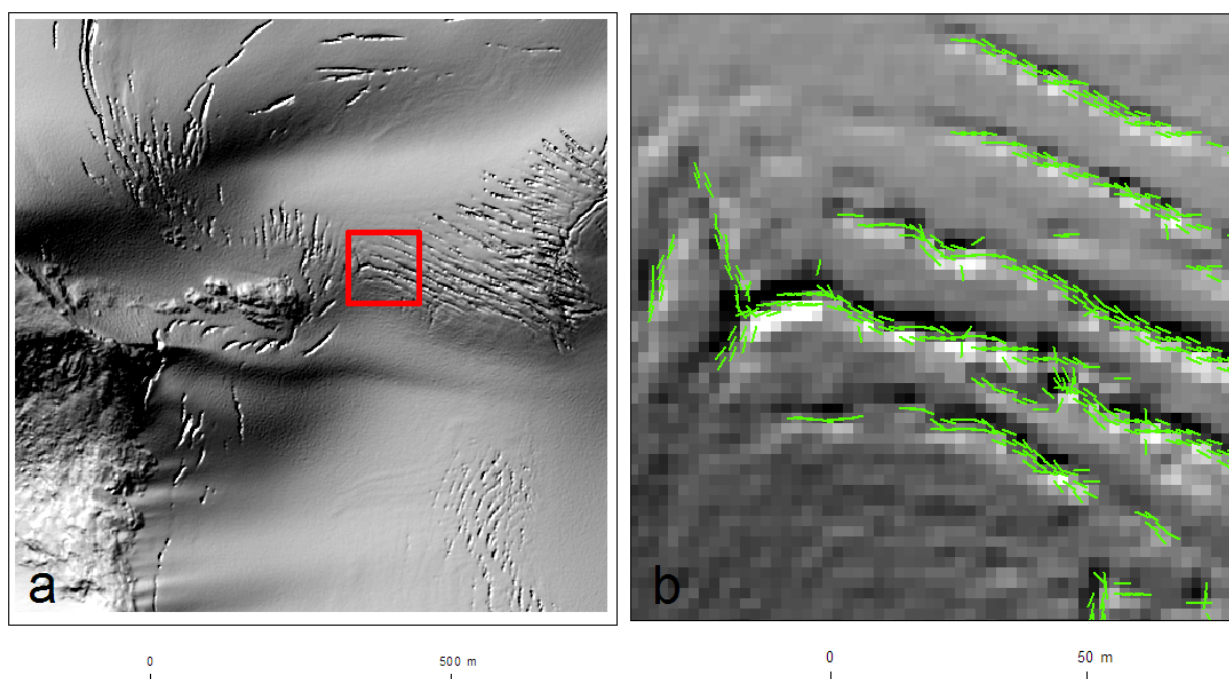
### Bresprekker detektert fra terskling av egenverdier



5.23: Områder klassifisert som bresprekker (grønt) fra Matlab-scriptet *Eigen.m*, appendiks 1.7. Sort linje indikerer breomkretsen. Rød boks indikerer testområdet.

Figur 5.24 illustrerer enkeltlinjene som var resultatet av de konverterte vektorpunktene fra rasteret i figur 5.23 og de tilhørende egenvektorene. For å konvertere alle enkeltlinjene til en sammenhengende linje ble en kombinasjon av verktøy i ArcMap brukt. Figur 5.25 gir en detaljert illustrasjon av tre områder med bresprekker med ulike egenskaper. Figur 5.25b er samme område som figur 5.24b. Her ser man at modellen har funger bra. Bresprekkene i figur 5.25c er små og stedvis dekket med snø. Her har ikke modellen klart å lage kontinuerlige linjer. I figur 5.25d er det mange store bresprekker som er opp mot 10 meter brede. Sprekkene går i flere retninger og det er også sprekker på tvers av hovedlinjene. Her er de kartlagte sprekkene mer kaotiske og det oppstår linjer på tvers av sprekker som ligger nærme hverandre.

Enkeltlinjer fra punkter klassifisert som bresprekk

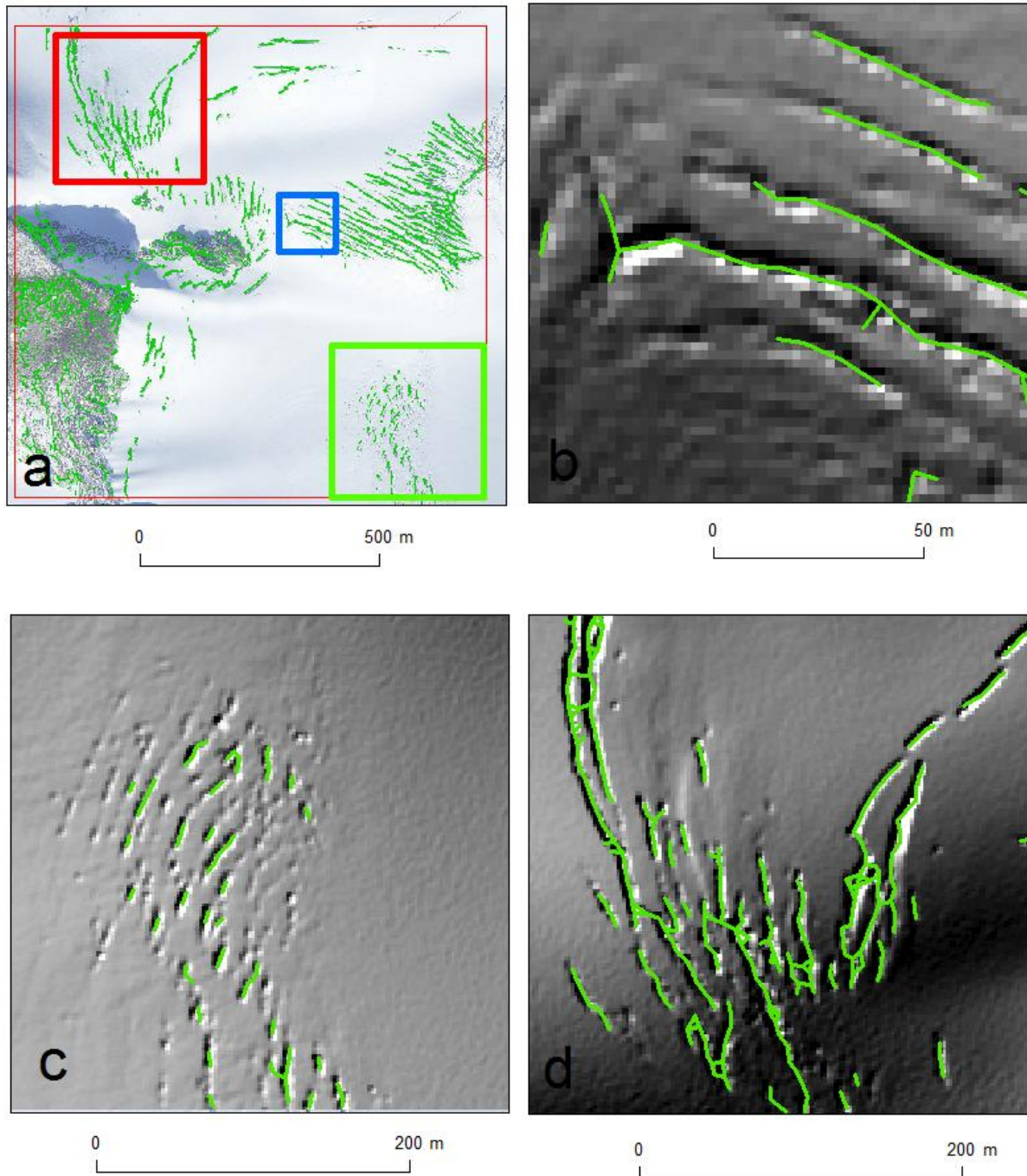


*Figur 5.24: Enkeltlinjer for hvert punkt generert fra vektorpunkter og tilhørende egenvektorer.*



## Behandlede vektorlinjer

Oversikt: Blå = b Grønn = c Rød = d



Figur 5.25: Resultatet av integrering av enkeltlinjer til sammenhengende linjer.

## 6. Diskusjon

### 6.1 LiDAR-data

Inspeksjon av LiDAR-datasettet viste flere områder med ingen eller veldig få LiDAR-punkter, figur 5.1. Dette forekommer ved brefronten der overflaten er dekket av sedimenter og helningsgradienten er høy. Dette ble også observert i LiDAR-data fra Engabreen (Geist et al., 2005). En kombinasjon av lav reflektans, høy helningsgradient og relativt sett høy atmosfærisk attenuasjon og sfærisk tap fører til at retursignalet fra laserpulsene blir så svakt at det ikke detekteres av LiDAR-instrumentet. Områder uten LiDAR-punkter ble også oppdaget i områder med antagelig nylig fryste vannlegemer. Dette indikerer at fersk is har en veldig lav reflektans, noe som er bekreftet i tidligere studier (Lund, 1997). Disse områdene er helt flate, så innfalsvinkelen bidrar ikke til å svekke signalet like mye her som områdene ved brefronten. Om denne effekten også forekommer på breer med påfrosset is kan det føre til hull i LiDAR-kartlegging av disse breene.

Fra statistiske mål fra valideringsdataen viste invers avstandsvektning og naturlig nabo seg som de to beste metodene for interpolasjon av DTM fra LiDAR-data. De beregnede avvikene går godt overens med en tidligere studie av interpolasjon av DTM fra LiDAR-data (Bater and Coops, 2009).

ANUDEM metoden ga DTM med noe større avvik enn IDW og naturlig nabo. Dette kommer trolig av at ANUDEM bruker spline-interpolering, kapittel 2.2.5. ANUDEM ga også en tydelig bias. ANUDEM DTMene var i gjennomsnitt 10-13 cm høyere enn de originale LiDAR-punktene. ANUDEM er utviklet som en hydrologisk korrekt interpolasjonsmetode, og kan produsere DTM uten depresjoner. Denne innstillingen var dog skrudd av ved interpolasjon, så metoden ikke skulle fylle igjen områder med bresprekker.

Spline-interpolasjon ga DTM med klart størst avvik, figur 5.5. Spesielt Regularized-spline metoden ga høy RMSE, og veldig store maksimale avvik. Årsaken til dette er illustrert i figur 2.9, som viser hvordan regularized metoden glatter ut overflaten. Om man bruker multireturpunkter i interpolasjon av DTM kan dette føre til artefakter siden disse punktene ligger veldig nærme hverandre i XY-planet, men langt fra hverandre i Z-planet. På en isbre oppstår dette gjerne ved bresprekker. Spline-interpolasjon er spesielt sårbar for denne typen interpolasjonsartefakter pga. metodens utglatting av overflaten. På grunn av dette ble kun 1.

returpunkter brukt for interpolasjon. Spline-interpolasjon viste seg å produsere interpolasjonsartefakter selv når multireturpunkter ble fjernet. Dette oppstår i områdene med overlapp mellom flylinjene, og steder der flyet har fått ”pitch”, så systemet har skannet framover/bakover. Ved begge disse tilfellene har punkter som er veldig nære hverandre i XY-planet blitt skannet fra to ulike vinkler. Dette kan i ekstreme tilfeller føre til at LiDAR-punkter som ligger veldig nære hverandre får veldig ulike Z-verdier, figur 5.6.

Interpolasjon med kriging lot seg ikke gjennomføre med den tilgjengelige maskinvaren. Kriging har blitt testet som interpolasjonsmetode for LiDAR-data i tidligere studier (Lloyd and Atkinson, 2002). Her ble det konkludert med at for LiDAR-data med høy oppløsning (1 pkt per 2 m<sup>2</sup>) ga IDW like gode resultater som kriging. For lavere oppløsning kunne kriging gi noe bedre resultater.

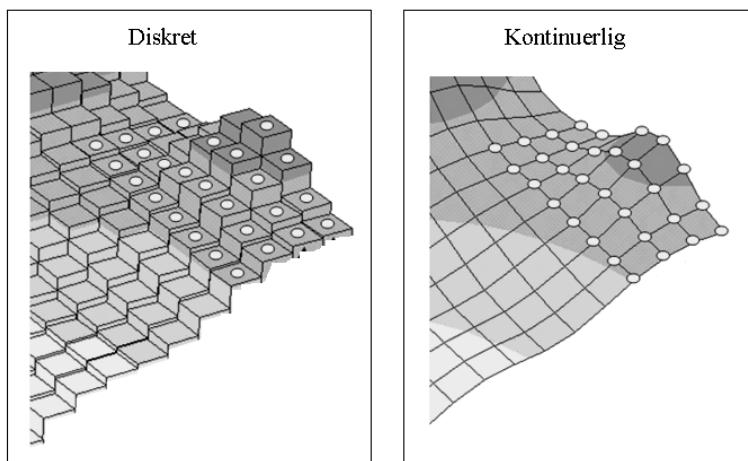
Et LiDAR-punkt i datasettet med en grov feil på ca. 300 meter illustrerte tydelig at RMSE er et lite robust statistisk mål. Punktet førte til at RMSE-verdien i naturlig nabo DTMen med 2 meter oppløsning økte med 2cm. Relativt sett var dette en økning i RMSE på 6 %. Årsaken til den store påvirkning fra den grove feilen er en kombinasjon av hvordan RMSE beregnes og fordeling av verdiene til avvikene. RMSE beregnes ved at alle avvik kvadreres og blir summert. Summen deles så på antall verdier, og rotsummen av dette gir RMSE. De aller fleste avvikene i DTMen er på godt under 1 meter. Når tall under 1 kvadreres får man et mindre tall. Avvik på flere meter derimot gir veldig høye verdier når de kvadreres. Siden de kvadrerte avvikene summeres utgjør høye avvik en stor andel av det totale avviket. Årsaken til at dette punktet ga størst avvik i DTMen med 2 meter oppløsning er trolig at punktet falt nærme senteret for den interpolerte ruten og dermed fikk en høy vekting. Sannsynligheten for at det skal hende øker når celledimensjonen blir mindre.

Korrelasjonsanalyse viste at RMSE og helningsgradient har en svak korrelasjon ( $R^2 = 0.2-0.4$ ). Dette er en god del lavere enn i en tilsvarende studie, men her ble gjennomsnitt for ulike helningsgradientklasser brukt i analysen (Bater and Coops, 2009), i motsetning til hele valideringsdatasettet som i denne oppgaven. Korrelasjonen øker med økt celledimensjon, og øker også om helningsgradienten er beregnet fra en DTM med høyere oppløsning. Dette er naturlig siden DTM med lavere oppløsning glatter ut terrenget. Om helningsgradienten er hentet fra en DTM med høyere oppløsning så vil den kunne gjengi avvikene innad i cellene bedre. RMSE og punktetthet hadde ingen korrelasjon. Dette tyder på at LiDAR-datasettet hadde en så høy oppløsning at punktettheten ikke påvirket resultatet. Korrelasjonen mellom

helningsgradient og punkttetthet var nesten 0. Dette viser at det trolig er flyforhold og muligens reflektanseegenskaper som er de viktigste egenskapen for punkttettheten.

For beregning av RMSE i en DTM påvirker representasjonen av modellen estimatet. En DTM kan representeres på to måter: Kontinuerlig eller diskret, figur 6.1 (Maune, 2007). En DTM omtales som regel som en kontinuerlig overflate. Mellom verdiene i rasteren tenker man at det er en kontinuerlig forandring av verdier til neste rute. DTM blir derimot lagret som diskrete data. Hver rute i en DTM har én verdi som representerer senteret i ruten. Hver

Representasjon av digitale terrengmodeller



6.1: Representasjon av DTM, Venstre: Diskret. Høyre: Kontinuerlig (Berry, 2007).

rute i en DTM er altså i praksis horisontale, figur 6.1.

Ved beregning av RMSE mot LiDAR-punkter sammenlignes valideringspunktene mot rutens verdi uten å ta hensyn til hvor i ruten punktet er.

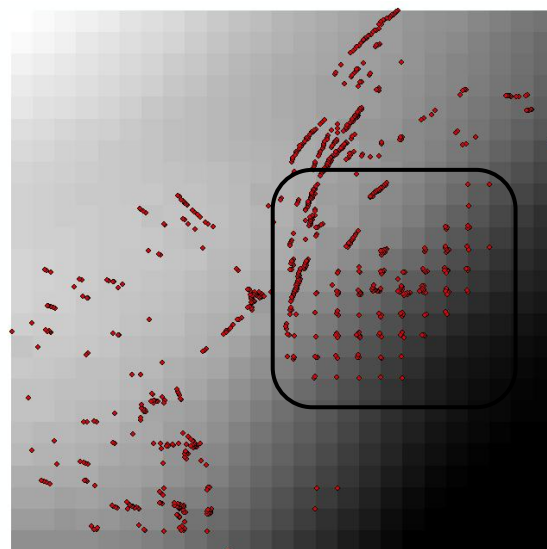
Om RMSE skal beregnes i en kontinuerlig representasjon må aspekt og helningsgradient implementeres for å angi hvor godt modellen representerer overflaten innad i ruten. Et godt eksempel på dette er gitt i figur 6.2 som er en DTM med 20 m oppløsning. Kun valideringspunkter med

over 6 meter avvik er vist. Området vest i

figuren markert med sort firkant har

helningsgradient over  $35^\circ$ . Man ser at

punktene med høyt avvik danner et tydelig mønster der valideringspunktene ligger helt i hjørnet av cellene (de resterende punktene er fra områder med bresprekker). Dette kommer av at desto lengre man kommer fra senter av cellen desto større blir avviket. Om metoden hadde implementert en korreksjon for helningsgradienten og aspektet i ruten så ville disse punktene fått et vesentlig lavere avvik.



6.2: Avvik over 6 meter i DTM med 20 meter oppløsning. Utsnittet er det samme som i figur 4.5.

## 6.2 Interpolasjon av høydekurver

Naturlig nabo var den klart beste interpolasjonsmetoden for å interpolere høydekurver. Dette var noe overraskende siden ANUDEM er en interpolasjonsmetode som er spesialtilpasset interpolasjon av data fra høydekurver. De største avvikene oppstod i veldig flate områder og ved topper og depresjoner siden naturlig nabo ikke kan ekstrapolere. ANUDEM er lagd som en hydrologisk korrekt interpolasjonsmetode som kan fylle igjen depresjoner i modellen. Denne innstillingen ble skrudd av, men metoden ga allikevel en DTM som hadde fylt igjen depresjoner. ANUDEM ga også interpolasjonsartefakter som er typisk for spline-interpolasjon i områder med høy kurvatur.

Fra DTMen som ble interpolert med naturlig nabo viste det seg at høyden i DTM med 10 m oppløsning var nesten 60 cm lavere enn DTM med 5 m oppløsning. Dette skyldes trolig en kombinasjon av fordelingen av data, oppløsning og en effekt av høydekurvene på DTMen, figur 5.14. En DTM med større oppløsning vil gi en mer utglattet DTM. I praksis betyr dette at helningsgradienten blir lavere i den grovere DTMen. Denne effekten øker når helningsgradienten øker (Thompson et al., 2001). Topper og depresjon glattes ut i en grovere DTM. Dette skulle i teorien utjevne hverandre siden topper ”kuttet” mens depresjoner ”fylles” i en grovere DTM. Om denne effekten var like for både DTM interpolert fra høydekurver og fra LiDAR-data så ville effekten av dette ha utjevnet hverandre og den estimerte høydeforandringen ville blitt lik. Det er den ikke, som man ser av tabell 5.5. En mulig forklaring på hvorfor DTM interpolert fra høydekurver får en større bias enn DTM fra LiDAR-data kan være fordelingen av data og interpolasjonsmetoden. Som man ser av figur 5.14 oppstår det høy kurvatur i DTMen langs høydekurvene som ble brukt til interpolasjon. Utglattung av disse artefaktene kan føre til at DTMen med lavere oppløsning blir lavere enn for tilsvarende endring i oppløsning for DTM fra LiDAR-data.

VRM viste seg å være en god metode for å beregne røffheten til DTM. Metoden avdekket grunnleggende forskjeller i DTM interpolert fra LiDAR-data og høydekurver. For LiDAR-data har metoden potensial til å brukes til automatisk deteksjon av bresprekker og for automatisk kartlegging av brearealet (Kodde et al., 2007). For DTM interpolert fra høydekurver illustrerte VRM-kartet interpolasjonsartefakter og områder der høydekurvene inneholdt feil, noe som er nyttig for kontroll av høydekurvedata for interpolering til DTM.

## 6.3 Volumforandring

Den beregnede høydeforandring fra 1993 – 2010 ble estimert til  $-10 \text{ m} \pm 1.8 \text{ m}$ . Dette tilsvarer hele  $-0.59 \text{ m}$  per år. I volum tilsvarer dette  $6.0 \text{ km}^2 \cdot -10 \text{ m} = 60 \text{ M m}^3$ . For omregning fra geodetisk massebalanse til glasiologisk massebalanse brukes  $850 \text{ kg/m}^3$  som et gjennomsnitt for massetetthet (Huss, 2013). Omregnet til vann blir det  $60 \text{ M} \cdot 0.85 = 51.0 \text{ M m}^3 \pm 9.2 \text{ M m}^3$  vann.

Massebalansemålingene på Storsteinsfjellbreen dekker kun 3 av årene i denne perioden og kan derfor ikke brukes til å sammenligne geodetisk og glasiologisk massebalanse. For å sammenligne av de estimerte verdiene ble massebalansemålinger fra Storglaciären brukt. Storglaciären ligger kun 45 km fra Storsteinsfjellbreen og har vist seg å ha god korrelasjon ( $R^2 = 0.81$ ) med massebalansemålingene til Storsteinsfjellbreen (Kjøllmoen and Østrem, 1997). Mellom 1993 – 2010 har Storglaciären hatt en kumulativ netto massebalanse på  $-5.53 \text{ m v. ek.}$  (WGMS, 2013). Siden dette er regnet om til vann ekvivalent er høydeforandringen på breen enda større enn dette, da snø og is har lavere massetetthet enn vann. Omregnet blir det:  $5.52 \text{ m} / 0.85 = -6.50 \text{ m}$  Dette tilsvarer  $-0.40 \text{ m}$  per år. Dette er en del lavere enn for Storsteinsfjellbreen. Noe av forklaringen kan være sesongsnø på Storsteinsfjellbreen under flyfotografering i 1993, figur 3.8, eller bias i feltmålinger av glasiologisk massebalanse (Johannesson et al., 2013). For perioden 1960 – 1993 var den kumulative massebalansen på Storglaciären  $-2.1 \text{ m v. ek.}$  mot  $-2.7 \text{ m v. ek.}$  på Storsteinsfjellbreen (omregnet fra geodetisk massebalanse) (Andreassen et al., 2000). Kumulativ massebalanse var altså 28,5 % lavere på Storsteinsfjellbreen. Om man antar sammen forhold for perioden 1993 – 2010 og legger til 28,5 % så blir verdien for Storglaciären  $-6.50 \cdot 1.285 = -8,36 \text{ m}$ . Dette er da så vidt innenfor estimatet på  $-10 \text{ m} \pm 1.8 \text{ m}$  for Storsteinsfjellbreen.

Om man sammenligner kartet over høydeforandring mellom 1960 – 1993 og 1993 – 2010 så ser man at mønsteret er ganske likt, men verdiene er forskjellige. Mellom 1960-1993 var det klar negativ forandring på den nederste delen av breen, dette er også tilfellet for perioden 1993 – 2010. For den midtre delen av breen var det nesten ingen forandring mellom 1960 – 1993. For 1993 – 2010 perioden hadde den midterste delen av breen en tydelig negativ forandring. I kartet fra 1960-93 er det stedvis positiv forandring på den øvre delen av breen. Noen områder har en positiv forandring på over 10 meter (markert med blått i figur 3. 3). For perioden 1993 – 2010 har disse områdene derimot utpreget **negativ** forandring på over -15 meter. Som man ser av figur 3.5c er dette områder med høy helningsgradient. Siden disse

områdene er bratte så vil breen her respondere raskt på forandringer i massebalansen (Jóhannesson et al., 1989).

Et forsøk ble gjort på å teste effekten av bresprekker på høyden i DTM fra LiDAR-data. Siden bresprekker trolig ikke påvirker høyden i DTM interpolert fra høydekurver så er dette en mulig bias som kan føre til at forandringen i høyde blir overestimert i dette prosjektet. Et verktøy for å fylle igjen depresjon ble testet på DTMen med ulik oppløsning fra LiDAR-data. Beregning viste at fylling av DTMen kun førte til en gjennomsnittlig høydeforandring på 0.8-1.4 cm. For et område med mye bresprekker ble forandringen estimert til 3.8 – 6.0 cm. Effekten av LiDAR-punkter fra bresprekker på høyden i DTM er trolig større enn det som ble estimert fra fylling av depresjoner. Metoden påvirkes kun av områder som kan detekteres som depresjoner i DTMen. Trolig påvirker LiDAR-punkter fra mindre bresprekker høyden i DTMen uten at det fører til depresjoner i DTMen. For å teste dette på en tilstrekkelig måte er man avhengig av å filtrere LiDAR-punktene **før** man interpolerer DTM.

## 6.4 Segmentering fra LiDAR-intensitet

Korreksjonsmetoden for intensitetsverdiene viste seg å fungere godt for LiDAR-punktene i flylinje 1 og 2. Før datainnsamling av flylinje 3 ble synsfeltet i LiDAR-instrumentet endret, dette førte trolig til at intensitetsverdiene ble påvirket. Effekten av denne forandringen var ikke konstant, men endret seg trolig med skannvinkelen. Dette fører til at en fast verdi eller prosentandel ikke kan legges til for å korrigere signalet. Dette forholdet ble ikke avdekket fullt ut og korreksjon av flylinje tre ble derfor ufullstendig. En annen mulig forklaring på bias i flylinje tre er forandring i de atmosfæriske forholdene: attenuasjonen har økt. Flyloggen viste at det var 11 minutter mellom flylinje 2 og 3, og at attenuasjonen har økt med over 10 % på denne tiden er lite trolig.

For korreksjon av atmosfærisk attenuasjon var ikke alle parametrene som påvirker effekten kjent. Dette førte til en usikkerhet. Det var også vanskelig å kontrollere korreksjonen av atmosfærisk attenuasjon siden det ikke fantes en overflatetype som gikk igjen i alle høydelag. Effekten av korreksjon for atmosfærisk attenuasjon var liten og hadde lite å si for sluttproduktet.

Ulike overflater har forskjellig forhold mellom vinkel og reflektert intensitet (Kaasalainen et al., 2011). For korreksjon av innfallsvinkel på en isbre er det ikke god nok kunnskap om forholdet mellom vinkel og refleksjon for ulike overflate. Dette er også vanskelig å implementere dette i korreksjonsmodellen siden man ikke har noen *a priori* kunnskap om overflatene før man korrigerer. Alle overflatene må altså korrigeres med det samme forholdet. Som man ser av datasettet er det helt avgjørende at systeminnstillingene er like under hele datainnsamlingen. Om systeminnstillingene blir endret under datainnsamlingen er kjennskap og data om forholdet mellom innstillingene og intensitetsverdiene helt avgjørende for å kunne utføre korreksjon.

Kort tid før datainnsamlingen har det falt snø. Dette har påvirket intensitetssignalene. Ut ifra ortofoto og inspeksjon av de korrigerte intensitetssignalene ser det ut som snølaget varierer med helning og aspekt. I bratte sør- og vestvendte områder er det tilsynelatende mindre nysnø. Disse områdene har lavere intensitetsverdier, og det er tydelig at det er mer firn og is i disse områdene i figur 5.21. I områder med et tynt lag nysnø er intensitetsverdiene kunstig høye. Disse områdene har trolig blitt klassifisert som snø enda det er firn eller is rett under snølaget. Om datainnsamlingen hadde blitt utført uten nysnø på breen hadde resultatet trolig



blitt annerledes. Det har derfor ikke blitt forøk på å overføre verdier i figur 5.21 til verdier for massetetthet i høydeforandringen i figur 5.13. Intensitetsverdiene representerer kun reflektansen ved den reflekterte overflaten. Dette er en klar begrensning om intensitetsverdier skal kunne overføres til verdier for massetetthet på breen siden massetettheten endrer seg innad i breen.

## 6.5 Automatisk kartlegging av bresprekker

Metoden viste seg å fungere godt til å detektere bresprekker i testområdet. Metoden detekterer alle områdene med bresprekker som var større en ca 4 meter. Delen av metoden som genererer vektorlinjer fra enkeltlinjer var ikke helt optimal, og burde forbedres for at resultatet skal være anvendbart i praksis. Hovedutfordringen er å lage en databehandlingsmetode som fungerer godt for ulike oppløsninger og som ikke må tilpasses fra datasett til datasett. Enklere metoder som bruker VRM eller multiretur LiDAR-punkter kan vise seg å være like gode som den mer kompliserte egenvektor-metoden som er presentert i denne oppgaven. Siden LiDAR kun gir data fra den reflekterte overflaten så kan metoden ikke detektere sprekker som ligger under snøbroer. For deteksjon av slike sprekker kan GPR-teknologi brukes. Dette kan åpne opp for å detektere sprekker under akkumulasjonssesongen. En praktisk anvendelse av slik data er å måle hastigheten til breen fra LiDAR kartlegging til GPR kartlegging (Helfricht et al., 2013).

## 7. Konklusjoner

Resultatene i denne oppgaven konkluderer med at LiDAR-data fra flybåren laserskanning har et stort potensial for anvendelser innen glasiologi.

Av interpolasjonsmetodene som ble testet for å generere DTM ga naturlig nabo og invers avstandsvektning best resultat. ANUDEM ga noe svakere resultat, samt at metoden innfører en bias på opp mot 10cm i DTMen. Spline-interpolasjon ga klart dårligst resultat. Dette skyldes en kombinasjon av fordelingen til dataen og metodens egenart. Alle metodene ga bedre nøyaktighet desto høyere oppløsningen var, men dette skyldes også hvordan nøyaktigheten (RMSE) blir beregnet. Områder med manglete LiDAR-data ble oppdaget i områder med sedimentrik is ved brefronten og i områder med nylig fryst is. Dette kan ha stor innvirkning på hvor anvendbart LiDAR er for kartlegging av isbreer.

Interpolasjon av DTM fra høydekurver viste at naturlig nabo var den beste interpolasjonsmetoden for denne typen data. Både invers avstandsvektning og kriging ga terrasse-effekter ved interpolasjon. ANUDEM metoden ga store artefakter i depresjoner og flate områder.

Beregning av høydeforandring mellom DTM fra høydekurver i 1993 og FLS i 2010 ble brukt til å beregne volumforandring på breene. Feilforplantningen i beregningen av volumforandring ble også estimert. Volumforandringen på breen i periode 1993 - 2010 ble beregnet til 51.0M m<sup>3</sup> vann, med en nøyaktighet på  $\pm 9.1$  M m<sup>3</sup> vann. Den estimerte nøyaktighet må sees på som konservativ. Undersøkelser viste også at valg av oppløsning påvirker gjennomsnittshøyden i DTM. Lavere oppløsning gir lavere forandring enn høyere oppløsning. Hvordan bresprekker påvirker høyden i DTM interpolert fra LiDAR-data ble undersøkt, og en liten effekt ble oppdaget (1-6 cm). Dette estimatet er trolig langt mindre enn den reelle effekten fra bresprekker. Kurvatur-artefakter i DTM fra høydekurver ble også avdekket som en mulig årsak til forskjellige resultater for ulike oppløsninger.

For å undersøke andre anvendelser av LiDAR-data innen glasiologi ble intensitetsverdier korrigert og brukt til å segmentere breoverflaten. Metoden ga gode resultater, men nysnø i kartleggingsområdet førte til en usikkerhet i resultatene. En av flylinjene ble trolig kartlagt med en annen systeminnstilling enn de andre flylinjene. Det lyktes ikke å korrigere fullt ut for denne effekten, noe som førte til en usikkerhet i resultatet.

En metode for automatisk deteksjon av bresprekker fra DTM fra LiDAR-data ble også utviklet. Metoden fungerte godt til å detektere bresprekkene i et testområde på breen. Metoden burde utvikles videre for å gi et bedre og mer robust resultat som ikke må tilpasses oppløsningen i DTMen.

For videre forskning om anvendelse av LiDAR-data i glasiologi burde følge tema undersøkes nærmere:

- Hvordan den lave reflektansen til påfrosset is og sedimentrik is påvirker LiDAR-kartlegging av isbreer. FLS burde testes på breer hvor dette er et kjent fenomen.
- Effekten av bresprekker på høyden i DTM interpolert fra LiDAR-data. En mulig måte å teste dette på er å fjerne LiDAR-punkter fra bresprekker med morfologi-filtre. Dette er tidligere brukt til å fjerne bygninger og trær (Zhang et al., 2003).
- Utvikle en metode for å beregne RMSE som implementerer en kontinuerlig representasjon av DTM for å gi et bedre mål for nøyaktigheten i DTM
- Bedre forståelse av forholdet mellom innfallsvinkel og refleksjon for ulike overflatetyper for å kunne utvikle en bedre korreksjonsmodell for intensitetsverdier på isbreer.
- Undersøke forholdet mellom intensitetsverdier i LiDAR-data og massetetthet på isbreer. Formålet er å kunne bruke intensitetsverdier til å konvertere høydeforandring på breer til volumforandring målt i vann ekvivalent. (ASPRS, 2008)

## 8. Referanser:

- AARSTEN, D. 2012. *Personlig samtale* 13. desember 2012.
- ABERMANN, J., FISCHER, A., LAMBRECHT, A. & GEIST, T. 2010. *On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial og periglacial environments*. The Cryosphere, Volume 4, Issue 1, 2010, pp. 53-65, 4,
- AGUILAR, F. J. & MILLS, J. 2008. *Accuracy assessment of lidar-derived digital elevation models*. The Photogrammetric Record, 23, 148-169.
- ANDREASSEN, L., ELVEHØY, H. & KJØLLMOEN, B. *Laser scanning of Norwegian mass balance glaciers 2007-2011*. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2012a. 10941.
- ANDREASSEN, L. M., ELVEHOY, H. & KJOLLMOEN, B. 2002. *Using aerial photography to study glacier changes in Norway*. Annals of Glaciology, 34, 343-348.
- ANDREASSEN, L. M., KJØLLMOEN, B., KNUDSEN, N. T., WHALLEY, W. B. & FJELLANGER, J. 2000. *Regional change of glaciers in northern Norway*. i: ANDREASSEN, L. M. (red.). Oslo, Norway.
- ANDREASSEN, L. M., WINSVOLD, S. H., PAUL, F. & HAUSBERG, J. E. 2012b. *Inventory of Norwgian glaciers*, Norwegian Water Resources og Energy Directorate.
- ANDREASSEN, L. M. E., HALLGEIR ; KJØLLMOEN, BJARNE 2004. *Massebalansemålinger i Norge- en oppsummering*. Norges vassdrag og energidirektorat.
- ARNOLD, N., REES, W., DEVEREUX, B. & AMABLE, G. 2006. *Evaluating the potential of high-resolution airborne LiDAR data in glaciology*. International Journal of Remote Sensing, 27, 1233-1251.
- ASPRS. 2008. *LAS Specification Version 1.2* [Internett]. American Society for Photogrammetry og Remote Sensing. Tilgjenglig fra: [http://asprs.org/a/society/committees/standards/asprs\\_las\\_format\\_v12.pdf](http://asprs.org/a/society/committees/standards/asprs_las_format_v12.pdf) [Besøkt 04.05 2013].
- ASPRS. 2009. *Common Lidar Data Exchange Format - .LAS Industry Initiative* [Internett]. American Society for Photogrammetry og Remote Sensing. Tilgjenglig fra: <http://asprs.org/Committee-General/LASer-LAS-File-Format-Exchange-Activities.html> [Besøkt 05.04 2013].
- BALTSAVIAS, E. P. 1999a. *Airborne laser scanning: basic relations og formulas*. ISPRS Journal of Photogrammetry og Remote Sensing, 54, 199-214.
- BALTSAVIAS, E. P. 1999b. *A comparison between photogrammetry og laser scanning*. ISPRS Journal of photogrammetry og Remote Sensing, 54, 83-94.
- BAMBER, J. L. & RIVERA, A. 2007. *A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination*. Global og Planetary Change, 59, 138-148.
- BATER, C. W. & COOPS, N. C. 2009. *Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation*. Computers & Geosciences, 35, 289-300.
- BEDNJANEC, M. 2011. *Calibration of ALS intensity data*. Master, Kkungliga tekniska högskolan.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. 2010. *Glaciers og glaciation*, Hodder Education.
- BERRY, J. K. 2007. *Map analysis: understanding spatial patterns og relationships*, GeoTec Media.

- BRUSILOVSKIY, E. 2013. *Spatial Interpolation: A Brief Introduction* [Internett]. Business Intelligence Solutions. Tilgjengelig fra: <http://www.bisolutions.us/A-Brief-Introduction-to-Spatial-Interpolation.php> [Besøkt 08.04 2013].
- BURROUGH, P. A. & MCDONNELL, R. A. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford, Great Britian, Oxford University press.
- CARLISLE, B. H. 2005. *Modelling the spatial distribution of DEM error*. Transactions in GIS, 9, 521-540.
- CARRARA, A., BITELLI, G. & CARLA, R. 1997. *Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines*. International Journal of Geographical Information Science, 11, 451-473.
- COGLEY, J., HOCK, R., RASMUSSEN, L., ARENDT, A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R., JANSSON, P., KASER, G., MÖLLER, M. & NICHOLSON, L. 2011. *Glossary of glacier mass balance og related terms*, IHP-VII technical documents in hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2. UNESCO-IHP, Paris.
- COOLEY, S. W. 2013. *Terrain Roughness – 12 Ways* [Internett]. GIS 4 Geomorphology. Tilgjengelig fra: <http://gis4geomorphology.com/roughness-topographic-position/> [Besøkt 11.04 2013].
- EFRON, B. & GONG, G. 1983. *A leisurely look at the bootstrap, the jackknife, og cross-validation*. The American Statistician, 37, 36-48.
- ESRI. 2010a. *How Kriging Works* [Internett]. [Besøkt 08.04 2013].
- ESRI. 2010b. *Understanding curvature rasters* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://blogs.esri.com/esri/arcgis/2010/10/27/understanding-curvature-rasters/> [Besøkt 08.05 2013].
- ESRI. 2011a. *How Natural Neighbor works* [Internett]. Tilgjengelig fra: [http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How\\_Natural\\_Neighbor\\_works/009z00000077000000/](http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/How_Natural_Neighbor_works/009z00000077000000/) [Besøkt 08.04 2013].
- ESRI. 2011b. *How Spline works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z00000078000000.htm> [Besøkt 08.04 2013].
- ESRI. 2011c. *How topo to raster works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/009z0000007m000000.htm> [Besøkt 08.04 2013].
- ETZELMÜLLER, B. 2000. *On the quantification of surface changes using grid-based digital elevation models (DEMs)*. Transactions in GIS, 4, 129-143.
- FAVEY, E., GEIGER, A., GUDMUNDSSON, G. H. & WEHR, A. 1999. *Evaluating the Potential of an Airborne Laser-scanning System for Measuring Volume Changes of Glaciers*. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 81, 555-561.
- FISHER, P. F. & TATE, N. J. 2006. *Causes og consequences of error in digital elevation models*. Progress in Physical Geography, 30, 467-489.
- FOX, A. & NUTTALL, A. 1997. *Photogrammetry as a research tool for glaciology*. The Photogrammetric Record, 15, 725-737.
- GEIST, T., ELVEHOY, H., JACKSON, M. & STOTTER, J. 2005. *Investigations on intra-annual elevation changes using multi-temporal airborne laser scanning data: case study Engabreen, Norway*. Annals of Glaciology, 42, 195-201.

- GEIST, T., LUTZ, E. & STÖTTER, J. 2003. *Airborne laser scanning technology og its potential for applications in glaciology*. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing og Spatial Information Science, 34, 101-106.
- GLENNIE, C. 2007. *Rigorous 3D error analysis of kinematic scanning LIDAR systems*. Journal of Applied Geodesy, 1, 147.
- GONGA-SAHOLIARILIVA, N., GUNNELL, Y., PETIT, C. & MERING, C. 2011. *Techniques for quantifying the accuracy of gridded elevation models og for mapping uncertainty in digital terrain analysis*. Progress in Physical Geography, 35, 739-764.
- GONZALEZ, R. C. & WOODS, R. 2008. *Digital image processing*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- HELFRICHT, K., KUHN, M., KEUSCHNIG, M., HEILIG, A. & SCHNEIDER, K. *Combination of LiDAR og GPR measurements to derive snow og ice dynamics at glacier surfaces*. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2013. 3995.
- HENGL, T. 2006. *Finding the right pixel size*. Computers & Geosciences, 32, 1283-1298.
- HODGSON, M. E. & BRESNAHAN, P. 2004. *Accuracy of airborne lidar-derived elevation: empirical assessment og error budget*. Photogrammetric engineering og remote sensing, 70, 331-340.
- HOPKINSON, C., DEMUTH, M., SITAR, M. & CHASMER, L. *Applications of airborne LiDAR mapping in glacierised mountainous terrain*. Geoscience og Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS'01. IEEE 2001 International, 2001. IEEE, 949-951.
- HUSS, M. 2013. *Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change*. The Cryosphere, 7, 877-887.
- HÖFLE, B., GEIST, T., RUTZINGER, M. & PFEIFER, N. 2007. *Glacier surface segmentation using airborne laser scanning point cloud og intensity data*. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing og Spatial Information Sciences, 36, W52.
- HÖFLE, B. & PFEIFER, N. 2007. *Correction of laser scanning intensity data: Data og model-driven approaches*. ISPRS Journal of Photogrammetry og Remote Sensing, 62, 415-433.
- HÖHLE, J. & HÖHLE, M. 2009. *Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods*. ISPRS Journal of Photogrammetry og Remote Sensing, 64, 398-406.
- JOERG, P. C., MORSDORF, F. & ZEMP, M. 2012. *Uncertainty assessment of multi-temporal airborne laser scanning data: A case study on an Alpine glacier*. Remote Sensing of Environment, 127, 118-129.
- JOHANNESSEN, T., BJÖRNSSON, H., MAGNUSSON, E., GUDMUNDSSON, S., PALSSON, F., SIGURDSSON, O., THORSTEINSSON, T. & BERTHIER, E. 2013. *Ice-volume changes, bias-estimation of mass-balance measurements og changes in subglacial lakes derived by LiDAR-mapping of the surface of Icelandic glaciers*. Annals of Glaciology, 54, 63.
- JÓHANNESSEN, T., BJÖRNSSON, H., PÁLSSON, F., SIGURÐSSON, O. & ÞORSTEINSSON, Þ. 2011. *LiDAR mapping of the Snæfellsjökull ice cap, western Iceland*. Jökull, 61, 19-32.

- JÓHANNESSON, T., RAYMOND, C. & WADDINGTON, E. 1989. *Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance*. Journal of Glaciology, 35, 355-369.
- JUTZI, B. & GROSS, H. 2009. *Normalization of LiDAR intensity data based on range og surface incidence angle*. Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci, 38, 213-218.
- KAAB, A. 2008. *Glacier volume changes using ASTER satellite stereo og ICESat GLAS laser altimetry. A test study on Edgeøya, Eastern Svalbard*. Geoscience og Remote Sensing, IEEE Transactions on, 46, 2823-2830.
- KAASALAINEN, S., JAAKKOLA, A., KAASALAINEN, M., KROOKS, A. & KUKKO, A. 2011. *Analysis of incidence angle og distance effects on terrestrial laser scanner intensity: Search for correction methods*. Remote Sensing, 3, 2207-2221.
- KAASALAINEN, S., VAIN, A., KROOKS, A. & KUKKO, A. 2009. *Topographic og Distance Effects in Laser Scanner Intensity Correction*. Int. Arch. Photogramm., Remote Sens. Spatial Inf. Sci, 38.
- KING, M. A. 2009. *The GPS contribution to the error budget of surface elevations derived from airborne LIDAR*. Geoscience og Remote Sensing, IEEE Transactions on, 47, 874-883.
- KJØLLMOEN, B. & ØSTREM, G. 1997. *Storsteinsfjellbreen: Variation in mass balance from the 1960s to the 1990s*. Geografiska Annaler, 79, 195-200.
- KODDE, M., PFEIFER, N., GORTE, B., GEIST, T. & HÖFLE, B. 2007. *Automatic glacier surface analysis from airborne laser scanning*. International Archives of Photogrammetry og Remote Sensing, 36, 221-226.
- KOWOMA. 2012. *GPS-System* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.kowoma.de/en/gps/> [Besøkt 06.05 2013].
- LATYPOV, D. 2002. *Estimating relative lidar accuracy information from overlapping flight lines*. ISPRS Journal of Photogrammetry og Remote Sensing, 56, 236-245.
- LEICA. 2008. *Leica ALS60 Airborne Laser Scanner Product Specifications* [Internett]. Tilgjengelig fra: [http://www.leica-geosystems.com/downloads123/zz/airborne/als60/product-specification/ALS60\\_ProductSpecs\\_en.pdf](http://www.leica-geosystems.com/downloads123/zz/airborne/als60/product-specification/ALS60_ProductSpecs_en.pdf) [Besøkt 19.05 2013].
- LINDBERG, V. 2000. *Uncertainties og Error Propagation* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.rit.edu/~w-uphysi/uncertainties/Uncertaintiespart1.html#systematic> [Besøk t20.04 2013].
- LLOYD, C. & ATKINSON, P. 2002. *Deriving DSMs from LiDAR data with kriging*. International Journal of Remote Sensing, 23, 2519-2524.
- LUND, B. J. 1997. *Laser atmospheric attenuation tables for LTAS*. DTIC Document.
- LUTZ, E., GEIST, T. & STÖTTER, J. *Investigations of airborne laser scanning signal intensity on glacial surfaces—Utilizing comprehensive laser geometry modeling og orthophoto surface modeling (a case study: Svartisheibreen, Norway)*. Proceedings, ISPRS Workshop on, 2003.
- MAUNE, D. F. 2007. *Digital elevation model technologies og applications : the DEM users manual*, Bethesda, Maryland, American Society for Photogrammetry og Remote Sensing.

- MEEHL, G. A., WASHINGTON, W. M., COLLINS, W. D., ARBLASTER, J. M., HU, A., BUJA, L. E., STRAND, W. G. & TENG, H. 2005. *How much more global warming og sea level rise?* Science, 307, 1769-1772.
- MILLER, H. J. 2004. *Tobler's first law og spatial analysis*. Annals of the Association of American Geographers, 94, 284-289.
- MOHOLDT, G., NUTH, C., HAGEN, J. O. & KOHLER, J. 2010. *Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry*. Remote Sensing of Environment, 114, 2756-2767.
- MOORE, D. S. & NEAL, D. K. 2006. *Introduction to the Practice of Statistics*, WH Freeman & Co.
- NASA. 2013. *Aerosol Optical Depth* [Internett]. Tilgjengelig fra: [http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/view.php?d1=MODAL2\\_M\\_AER\\_OD](http://earthobservatory.nasa.gov/GlobalMaps/view.php?d1=MODAL2_M_AER_OD) [Besøkt 01.05 2013].
- NEUHAUSER, C. 2004. *Calculus for biology og medicine*, Upper Saddle River, N.J., Pearson/Prentice Hall.
- NUTH, C. & KÄÄB, A. 2011. *Co-registration og bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change*. The Cryosphere, Volume 5, Issue 1, 2011, pp. 271-290, 5, 271-290.
- NVE. 2011. *Om NVE* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.nve.no/no/Om-NVE/> [Besøkt 29.05 2013].
- PETERSEN, Y. M. 2012. *Swedish LiDAR project*. Global magazine of Geomatics, 25.
- PIKE, R., EVANS, I. & HENGL, T. 2009. *Geomorphometry: A brief guide*. Developments in Soil Science, 33, 3-30.
- POPE, A., WILLIS, I., REES, W., ARNOLD, N. & PÁLSSON, F. 2013. *Combining airborne lidar og Landsat ETM+ data with photoclinometry to produce a digital elevation model for Langjökull, Iceland*. International Journal of Remote Sensing, 34, 1005-1025.
- RAYBURG, S., THOMS, M. & NEAVE, M. 2009. *A comparison of digital elevation models generated from different data sources*. Geomorphology, 106, 261-270.
- ROLSTAD, C., HAUG, T. & DENBY, B. 2009. *Spatially integrated geodetic glacier mass balance og its uncertainty based on geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway*. Journal of Glaciology, 55, 666-680.
- SAPPINGTON, J., LONGSHORE, K. M. & THOMPSON, D. B. 2007. *Quantifying landscape ruggedness for animal habitat analysis: a case study using bighorn sheep in the Mojave Desert*. The Journal of wildlife management, 71, 1419-1426.
- SFT 2007. *FNs klimapaneler fjerde hovedrapport, synteserapporten*.
- SHANNON, C. E. 1949. *Communication in the presence of noise*. Proceedings of the IRE, 37, 10-21.
- SOLLI, P. 2013. *Vedlegg dokumentasjon laserskanning Hardbardsbreen 2010*.
- SOLOMON, S. 2007. *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, Cambridge University Press.
- TERRASOLID 2010. *TerraScan User's Guide*, Helsinki, Finland.
- TERRATEC 2011. *Laserskanning 10065 Storsteinsfjellbreen*.



- THOMPSON, J. A., BELL, J. C. & BUTLER, C. A. 2001. *Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation og quantitative soil-landscape modeling*. *Geoderma*, 100, 67-89.
- TOBLER, W. R. 1970. *A computer movie simulating urban growth in the Detroit region*. *Economic geography*, 46, 234-240.
- USDA. 2013. *FUSION user manual* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://forsys.cfr.washington.edu/fusion/fusionlatest.html> [Besøkt 05.05 2013].
- VAIN, A. & KAASALAINEN, S. 2011. *Correcting Airborne Laser Scanning Intensity Data*.
- VAIN, A., YU, X., KAASALAINEN, S. & HYYPPA, J. 2010. *Correcting airborne laser scanning intensity data for automatic gain control effect*. *Geoscience og Remote Sensing Letters, IEEE*, 7, 511-514.
- WANGENSTEEN, B., TØNSBERG, O. M., KÄÄB, A., EIKEN, T. & HAGEN, J. O. 2006. *Surface elevation change og high resolution surface velocities for advancing outlets of Jostedalsbreen*. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88, 55-74.
- WEHR, A. & LOHR, U. 1999. Airborne laser scanning—an introduction og overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry og Remote Sensing*, 54, 68-82.
- WEISSTEIN, E. W. 2010. *Voronoi Diagram*. [Internett]. MathWorld--A Wolfram Web Resource. Tilgjengelig fra: <http://mathworld.wolfram.com/VoronoiDiagram.html> [Besøkt 08.04 2013].
- WGMS. 2013. *Metadata browser* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.wgms.ch/> [Besøkt 30.05 2013].
- ZHANG, K., CHEN, S.-C., WHITMAN, D., SHYU, M.-L., YAN, J. & ZHANG, C. 2003. *A progressive morphological filter for removing nonground measurements from airborne LIDAR data*. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41, 872-882.

## 7. Appendiks

### 1.1 *norm\_intensity.c*

```
/////////////////////////////////////////////////////////////////
//          Program for korreksjon av intensitetsverider i LiDAR-data.          //
// Programmet bygger på kode hentet fra artikkelen "Normalizing ALSM intensities" (Luzum, 2004) //
// Korreksjon for atmosfærisk attenuasjon og innfallsvinkel har blitt implementert av forfatteren //
// Kodens som er lagt til er markert med fet skrift                          //
// Kodens tar to ASCII filer som input. En fil med LiDAR-data på formatet GPS-tid X Y Z Intensitet //
// og en trajectoryfil på formatet GPS-tid X Y Z. MERK: begge disse filene MÅ være sortert på tid. //
// Sindre Engh 2013. sindreegh@hotmail.com                                //
/////////////////////////////////////////////////////////////////

#include <stdio.h>
#include <math.h>
#include <stdlib.h>
#include <string.h>
#include <search.h>

#define MAXLINE 200
#define MAXNAME 257
#define STD_RANGE 600
#define LONG_STRING_MINIMUM 80
#define NUM_X_CHARS 10
int main(int argc, char *argv[])
{
    FILE *trajfileptr;
    FILE *laserfileptr;
    FILE *outfileptr;
    char trajfilename[MAXNAME];
    char laserfilename[MAXNAME];
    char outfilename[MAXNAME];
    char laserstring[MAXLINE], trajstring[MAXLINE], x1string[20], x2string[20];
    double lasertime, laser1x, laser1y, laser1z, laser1i, laser2x, laser2y, laser2z, laser2i;
    double trajtime, trajx, trajy, trajz, prevtime, prevx, prevy, prevz;
    double matchx, matchy, matchz, difftime, range1sq, range2sq, laserNx, laserNy, laserNz;
    double std_range, std_range_squared, epoch, range, angle, rangeK, atun;
    int norm1i, norm2i, norm3i, numcols, offset, length;
    printf("\nThis program normalizes laser intensity data to a standard range, using the\n"
           "square of the laser range.\n\n");
    if (argc < 4)
    {
        printf("\n\tUsage: norm_intensity trajectoryfile laserfile outfile [std range]"
               "\n\tthe trajectory file has time, X, Y, Z of aircraft"
               "\n\tthe laser file has time, X, Y, Z, intensity of laser"
               "\n\tthe out file will be same as laser file, but with normalized intensities"
               "\n\tthe standard range, which is optional, set to %d if left blank.\n\n",
               STD_RANGE);
        exit(0);
    }
    strcpy(trajfilename, argv[1]);
    strcpy(laserfilename, argv[2]);
```

```

strcpy(outfilename, argv[3]);
std_range = STD_RANGE;
if (argc > 4) {
    std_range = atof(argv[4]);
}
atun = 0.2; // HER SETTES ATUNASJONSKOEFFESIENTEN

fprintf(outfileptr, "Time;X;Y;Z;int1;int2;int3;angle\n");
printf("\nStandard range is %.1lf\n", std_range);

std_range_squared = pow(std_range,2);

// metoder for manglende filer
if ((trajfileptr = fopen(trajfilename, "rt"))==NULL)
{
    printf("\nFile %s could not be opened\n",trajfilename);
    exit(1);
}

if ((laserfileptr = fopen(laserfilename, "rt"))==NULL)
{
    printf("\nFile %s could not be opened\n",laserfilename);
    exit(1);
}

if ((outfileptr = fopen(outfilename, "wt"))==NULL)
{
    printf("\nFile %s could not be opened\n",outfilename);
    exit(1);
}

// leser trajectory fil
fscanf(trajfileptr, "%lf%lf%lf%lf", &trajtime, &trajx, &trajy, &trajz);

// programmet går gjennom LiDAR-filene og matcher traject tid til LIDAR tid
while ((fgets(laserstring, MAXLINE, laserfileptr)) != NULL)
{
    numcols = sscanf(laserstring,"%lf%s%lf%lf%lf%s%lf%lf%lf",
    &lasertime, x1string, &laser1y, &laser1z, &laser1i, &x2string, &laser2y, &laser2z,
&laser2i);

    hile( lasertime > trajtime ) {

        prevtime = trajtime;
        prevx = trajx;
        prevy = trajy;
        prevz = trajz;

        if (fgets(trajstring, MAXLINE, trajfileptr) != NULL) { // Vi treffer her

            sscanf(trajstring, "%lf%lf%lf%lf", &trajtime, &trajx, &trajy, &trajz);
            printf("\rTrajectory time: %.1lf", prevtime);

        }
        else {

            printf("\nEarly end of trajectory file! Need more trajectory data!");
            fclose(outfileptr);

```

```

        exit(1);
    }
}
// her interpoleres det tidspunkt siden trajectory kun har 0.25 sekunder oppløsning
difftime = lasertime - prevtime;
epoch = trajtime - prevtime;
matchx = prevx + (trajx - prevx) * (difftime / epoch);
matchy = prevy + (trajy - prevy) * (difftime / epoch);
matchz = prevz + (trajz - prevz) * (difftime / epoch);

length = strlen(x1string);
offset = length - NUM_X_CHARS;
laser1x = atof(x1string + offset);

// Korreksjon for avstand
range1sq = pow(matchx-laser1x,2) + pow(matchy-laser1y,2) + pow(matchz-
laser1z,2);

norm1i = (int) floor(laser1i * (range1sq / std_range_squared) + 0.5);

range = sqrt(range1sq);
rangeK = range/1000;

// her beregnes de normaliserte vektor komponentene
laserNx = (matchx-laser1x)/range;
laserNy = (matchy-laser1y)/range;
laserNz = (matchz-laser1z)/range;

angle = (laserNx*laser2x)+(laserNy*laser2y)+(laserNz*laser2z); // innfalsvinkelen

// her korrigeres det for vinkelen mellom surface normal og laser vektoren
norm2i = (int) floor(norm1i * (1/angle) + 0.5);

//her korrigeres det for atmosfærsik attuniasjon
norm3i = (int) floor(norm2i * 1/exp(-2.0*rangeK*atun)+0.5);

if ( strlen(laserstring) < LONG_STRING_MINIMUM ) {

    fprintf(outfileptr, "%9.3lf;%9.2lf;%10.2lf;%7.2lf;%3d;%3d;%3d;%1.4lf\n",
        lasertime, laser1x, laser1y, laser1z, norm1i, norm2i, norm3i,
angle);

}

else if (numcols == 8) {
fprintf(outfileptr, "%9.3lf;%9.2lf;%10.2lf;%7.2lf;%3d;%3d;%3d;%1.4lf\n",lasertime, laser1x,
laser1y,
laser1z, norm1i, norm2i, norm3i, angle);
}
else {
    printf("\nError in data at time %lf\n", lasertime);
}
}
fclose(outfileptr);
fclose(laserfileptr);
fclose(trajfileptr);
}

```

## 1.2 LAS\_to\_ASCII.m

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%          Matlab-script som konverter binære LAS-filer til ASCII format          %%
%%          innfil .las på 1.2 format:                                           %%
%%                                     %%
%%          http://asprs.org/a/society/committees/standards/asprs_las_format_v12.pdf %%
%%          utfil: ASCII fil.txt på formatet GPS-td X Y Z intensitet
%%
%%          Sindre Engh 2013          sindreengh@hotmail.com
%%                                     %%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

fileID = fopen('SETT INN STI til .LAS-fil')
filename = 'SETT INN STI til ASCII utfil.txt'

% HEADER
fileSig = fread(fileID,4, 'char=>char') % sizeof(ScanHdr)
fileID1 = fread(fileID,1, 'ushort=>ushort') % Version 20020715, 20010712, 20010129 or 970404
globalEncoding = fread(fileID,1,'ushort=>ushort') % Always 970401
versionMajor = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar') % CXYZ
versionMinor = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar') % Number of points stored
systemID = fread(fileID,32, 'char=>char')
genSoft = fread(fileID,52, 'char=>char') % Units per meter = subpermast * uorpersub
headerSize = fread(fileID,1, 'ushort=>ushort') % Coordinate system origin
offset = fread(fileID,1, 'ulong=>ulong')
variableLength = fread(fileID,1, 'ulong=>ulong')
pointDataFormat = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar') % 32 bit integer time stamps appended to points
pointDataLength = fread(fileID,1, 'ushort=>ushort') %
numberPointsRec = fread(fileID,1, 'ulong=>ulong')
numberPointsReturn = fread(fileID,5, 'ulong=>ulong')
XScale = fread(fileID,1, 'double=>double')
YScale = fread(fileID,1, 'double=>double')
ZScale = fread(fileID,1, 'double=>double')
Xoffset = fread(fileID,1, 'double=>double')
Yoffset = fread(fileID,1, 'double=>double')
Zoffset = fread(fileID,1, 'double=>double')
maxX = fread(fileID,1, 'double=>double')
minX = fread(fileID,1, 'double=>double')
maxY = fread(fileID,1, 'double=>double')
minY = fread(fileID,1, 'double=>double')
maxZ = fread(fileID,1, 'double=>double')
minZ = fread(fileID,1, 'double=>double')
% MERK: for filer fra Fusion er det ingen offset mellom header og punkter.
% For TerraScan filer sett in to bytejumps bytt linjen over med -> minZ = fread(fileID,1,
'double=>double',2)
```

```

i = 1 % teller
M = zeros(numberPointsRec,5); % matrise med verdier

% LIDAR-punkter
while numberPointsRec>i
    x = fread(fileID,1, 'long=>long')*XScale+Xoffset;
    y = fread(fileID,1, 'long=>long')*YScale+Yoffset;
    z = fread(fileID,1, 'long=>long')*ZScale;
    intens = fread(fileID,1, 'ushort=>ushort',1); % skiper 1 byte med Return Number,3 bits (bits 0, 1,
2),
                                % Number of Returns (given pulse)3 bits (bits 3, 4, 5)S
                                % Scan Direction Flag 1 bit (bit 6)
                                % Edge of Flight Line
    class = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar');
    scanAngle = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar');
    UserData = fread(fileID,1, 'uchar=>uchar');
    pointID = fread(fileID,1, 'ushort=>ushort');
    GPSTime = fread(fileID,1, 'double=>double');
    M(i,1) = GPSTime;
    M(i,2) = x;
    M(i,3) = y;
    M(i,4) = z;
    M(i,5) = intens;
    i = i+1;
end

% Skriver M til utfilen
dlmwrite(filename, M, '-append', 'delimiter', ';', 'precision', '%.3f','newline', 'pc')

```

### 1.3 TRJ\_to\_ASCII.m

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%      Matlab script som konverterer binære .trj filer til ASCII format      %%
%%      Innfil er en .trj fil fra programmet TerraSCan                        %%
%%      Utfilen er en .txt fil på formatet GPS-tid X Y Z                      %%
%%      Sindre Engh 2013 sindreengh@hotmail.com                             %%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

traject = fopen('SETT INN STI FOR trajectory fil.trj')
outfile = 'SETT INN STI FOR UTFIL.TXT'

M = zeros(PosCnt,4); % array til verdier som skal skrives til fil

% HEADER
Recog = fread(traject,8, 'char=>char')
Version = fread(traject,1, 'int=>int') % File version 20010715
HdrSize = fread(traject,1, 'int=>int') % sizeof(TrajHdr)
PosCnt = fread(traject,1, 'int=>int') % Number of position records
PosSize = fread(traject,1, 'int=>int') % Size of position records
Desc = fread(traject,79, 'char=>char') % Description
Quality = fread(traject,1) % Quality for whole trajectory (1-5)
BegTime = fread(traject,1, 'double=>double') % First time stamp
EndTime = fread(traject,1, 'double=>double') % Last time stamp
totalTime = EndTime - BegTime
OrigNbr = fread(traject,1, 'int=>int'); % Original number (before any splitting)
Number = fread(traject,1, 'int=>int'); % Flightline number (in laser points)
VrtVideo = fread(traject,400, 'char=>char'); % Vertical facing video
VrtBeg = fread(traject,1, 'double=>double'); % Start time of VrtVideo[]
VrtEnd = fread(traject,1, 'double=>double'); % End time of VrtVideo[]
FwdVideo = fread(traject,400, 'char=>char'); % Forward facing video
FwdBeg = fread(traject,1, 'double=>double'); % Start time of FwdVideo[]
FwdEnd = fread(traject,1, 'double=>double'); % End time of FwdVideo[]

% Programmet går gjennom flypunkter, om flere variabler ønskes i utfilen, utvid M
% og legg variablene inn i M som i slutten av while-løkke
i = 1; % teller
while PosCnt > i
    Time = fread(traject,1, 'double=>double') % Time stamp (seconds in some system)
    x = fread(traject,1, 'double=>double')
    y = fread(traject,1, 'double=>double')
    z = fread(traject,1, 'double=>double')
    Head = fread(traject,1, 'double=>double') % Heading (degrees)
    Roll = fread(traject,1, 'double=>double') % Roll (degrees)
    Pitch = fread(traject,1, 'double=>double') % Pitch (degrees)
    Quality = fread(traject,1, 'int=>int') % Quality tag value (0-5)
    Mark = fread(traject,1, 'int=>int') % Run time flag
    pit(i,1) = Roll;
    pit(i,2) = Pitch;
```

```
pit(i,3) = Time;

M(i,1) = Time;
M(i,2) = x;
M(i,3) = y;
M(i,4) = z;
i = i+1;
end

% Matrisen M skrives til utfilen
dlmwrite(filename, M, '-append', 'precision', '%.3f','newline', 'pc')
```



## 1.4 Surface\_normal.m

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%      Matlab-script som lager normalkomponent .tif filer fra en DTM  %%
%%      Innfil: DTM på .tif format                                     %%
%%      Utfil: Tre .tif filer for X- Y- og Z-normalvektor           %%
%%      Sindre Engh 2013      sindreengh@hotmail.com               %%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

% leser inn DTM
[A,R] = geotiffread('SETT INN STI til DTM på .tif format');

% konverterer til double, setter NaN og normaliserer med griddstørrelse
B = double(A);
B(B < 0) = NaN;
B = B/R.DeltaX;

% normalkomponentene beregnes
[Nx,Ny,Nz] = surfnorm(B);

% Skriver utfiler.
geotiffwrite('Nx.tif',Nx,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')
geotiffwrite('Ny.tif',Ny,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')
geotiffwrite('Nz.tif',Nz,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')

%%MERK: CoordRefSysCode er satt til UTM 33N
%% se her for andre systemet: http://www.remotesensing.org/geotiff/spec/geotiff6.html#6.3.3.1
```

## 1.5 LiDAR\_format.py

```
#####
## Python-script som tar output fra ArcMap sitt feature to ASCII verktøy    ##
## og formaterer det til riktig format for norm_intensity.c og sorterer    ##
## Inndata: ASCII-fil fra ArcMap                                           ##
## Utdata: ASCII-fil med riktig format til norm_intens.c.                 ##
## MERK: Kan ta lang tid om det er mange punkter siden skriptet sorterer  ##
## Sindre Engh 2013               sindreengh@hotmail.com                  ##
#####

infile = open("SETT INN STI FOR INNFIL.txt", "r")
temp = open("SETT INN STI FOR TEMP fil.txt", "w")
outFile = open("SETT INN STI FOR outfil.txt", "w")

# endrer rekkefølge og formaterer
for line in infile:
    linje = line.split(" ")
    time = float(linje[3])
    X = float(linje[0])
    Y = float(linje[1])
    Z = float(linje[2])
    intens = float(linje[4])
    Nx = float(linje[5])
    Ny = float(linje[6])*(-1)
    Nz = float(linje[7])
    temp.write("%0.3f %0.3f %0.3f %0.3f %0.1f %0.5f %0.5f %0.5f \n" %
(time,X,Y,Z,intens,Nx,Ny,Nz))

infile.close()
temp.close()

## Her sorteres filen etter GPS-TID
inFile = open(temp, 'r')

lines = inFile.readlines()
lines.sort()
map(outFile.write, lines)

outFile.close()
```

## 1.6 VRM\_calc.py

```
#####  
##  arcpy script som beregner VRM verdier fra normalkomponentene til en DTM      ##  
##  Se surface_norm.m for generering av normalvektor filer (NX, NY, NZ)          ##  
##  Sindre Engh 2013      sindreengh@hotmail.com      ##  
#####  
  
import arcpy  
from arcpy import env  
from arcpy.sa import *  
  
workspace = "SETT WORKSPACE"  
  
NX = 'SETT INN STI TIL NX.tif'  
NY = 'SETT INN STI TIL NY.tif'  
NZ = 'SETT INN STI TIL NZ.tif'  
  
temp = Workspace+"temp"  
VRM = 'SETT INN STI TIL VRM resultat'  
  
# Beregner sum innenfor et 3x3 vindu  
NX_sum = FocalStatistics(NX, NbrRectangle(3, 3, "CELL"), SUM, "NODATA")  
NY_sum = FocalStatistics(NY, NbrRectangle(3, 3, "CELL"), SUM, "NODATA")  
NZ_sum = FocalStatistics(NZ, NbrRectangle(3, 3, "CELL"), SUM, "NODATA")  
  
RasterCalculator (SQRT(pow(NX_sum,2)+ pow(NY_sum,2)+ pow(NZ_sum,2)), temp)  
  
RasterCalculator ((1-temp/9), VRM)
```

## 1.7 Eigen\_m

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%  Matlab-script som detekterer områder med høy kurvatur i en DTM      %%
%%  vha sobel-filter og eigenverdier                                    %%
%%  Scriptet bygger på en metode utviklet av Jóhannesson et al. 2011   %%
%%  Se artikkelen "LiDAR mapping of the Snæfellsjökull ice cap, western %%
%%  Iceland"                                                           %%
%%  Input: DTM fil på .tif format                                       %%
%%  output: Tersket Raster for + eigenvektorer for retning av kurvaturen %%
%%  Sindre Engh 2013                                                    %%
%%  sindreengh@hotmail.com                                             %%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
[DEM,R] = geotiffread('SETT INN STI TIL DTM.tif');
% SETT TERSKELVERDI FOR DETEKSJON AV EIGENVERDIER
terskel1 = 10
terskel2 = 5
```

```
DEM = double(DEM);
DEM(DEM < 0) = NaN; % setter -9999 til Nan
DEM = DEM/R.DeltaX; % deler på cellestørrelsen
[m,n] = size(DEM);
```

```
% Sobel-filter
Sobelx = [ 1 0 -1; 2 0 -2; 1 0 -1];
Sobely = [ 1 2 1; 0 0 0; -1 -2 -1];
```

```
XX = zeros(m,n);
YY = zeros(m,n);
XY = zeros(m,n);
YX = zeros(m,n);
```

```
%konvolusjon med sobelfilter
```

```
XX = conv2(DEM,Sobelx);
XX = conv2(XX,Sobelx);
YY = conv2(DEM,Sobely);
YY = conv2(YY,Sobely);
XY = conv2(DEM,Sobelx);
XY = conv2(XY,Sobely);
YX = conv2(DEM,Sobely);
YX = conv2(YX,Sobelx);
```

```
% klipper ut så paddingområder utelates
yy = YY(3:m+2,3:m+2);
xx = XX(3:m+2,3:m+2);
yx = YX(3:m+2,3:m+2);
xy = XY(3:m+2,3:m+2);
% lager tomme arrays
verdi1 = zeros(m,n);
verdi2 = zeros(m,n);
```

```

terskel = zeros(m,n);
retning1 = zeros(m,n);
retning2 = zeros(m,n);
lambda1 = zeros(m,n);
lambda2 = zeros(m,n);

% beregner eigenverdier og egenvektorer + finner største eigenverdi
for i = 1:m
    for j = 1:n
        eigenV = zeros(2,2); % setter de andre deriverte verdiene inn i vektoren
        eigenV(1,1) = xx(i,j);
        eigenV(1,2) = xy(i,j);
        eigenV(2,1) = yx(i,j);
        eigenV(2,2) = yy(i,j);

        [V,D] = eig(eigenV); % regner ut egenvektor og verdi
        verdi1(i,j) = D(1,1);
        verdi2(i,j) = D(2,2);

        if verdi1(i,j) > verdi2(i,j)
            lambda1(i,j) = verdi1(i,j);
            lambda2(i,j) = verdi2(i,j);
            retning1(i,j) = V(1,1);
            retning2(i,j) = V(1,2); % retning for linja, den minste vektorverdien
        else
            lambda1(i,j) = verdi2(i,j);
            lambda2(i,j) = verdi1(i,j);
            retning1(i,j) = V(2,1);
            retning2(i,j) = V(2,2);
        end
    end
end

%% terskling av eigenverider
for i = 1:m
    for j = 1:n
        if lambda1(i,j) > terskel1 && lambda1(i,j)-lambda2(i,j) > terskel2
            terskel(i,j) = 1;
        end
    end
end

% skriver ut terskel raster og raster for egenvektor-verdier som angir retningen til
% kurvaturen i X- (sprekker1) og Y-retning (sprekker2)
geotiffwrite('Sprekker.tif',terskel,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')
geotiffwrite('retning1.tif',retning1,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')
geotiffwrite('retning2.tif',retning2,R,'CoordRefSysCode', 'EPSG:32633')

%%MERK: CoordRefSysCode er satt til UTM 33N
%% se her for andre systemer: http://www.remotesensing.org/geotiff/spec/geotiff6.html#6.3.3.1

```

## Forkortelser

<b>Forkortelse</b>	
<b>AGC</b>	Automatic Gain controll
<b>DTM</b>	Digital terrengmodell
<b>FLS</b>	Flybåren laserskanning
<b>FOV</b>	Field of view (synsfelt)
<b>dGPS</b>	(Differensiel) Global Position system
<b>IDW</b>	Inverse distance weighting (invers avstandsveking)
<b>IMU</b>	inertial measurement unit (tregnetssystem)